ACTA GEOLOGICA POLONICA

1950

Vol. I



1950—1951

MUZEUM ZIEMI

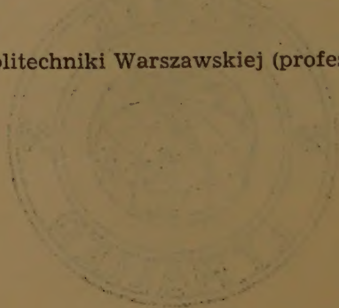
WARSZAWA — AL. NA SKARPIE 20/26

ACTA GEOLOGICA POLONICA

KWARTALNIK — ÉDITION TRIMESTRIELLE

REDAKTOR — STANISŁAW MAŁKOWSKI — RÉDACTEUR

WYDAWCA — MUZEUM ZIEMI/WARSZAWA — ÉDITEUR



Objętość str. 519 + 26 tabl. + 3 pl. Nakład 1100 egz. Papier druk.-sat. b/d 80×100/70

Zam. 28. Drukarnia Naukowa T.N.W. — Warszawa, Śniadeckich 8. 2-B-33258

ACTA GEOLOGICA POLONICA

MUZEUM ZIEMI WARSZAWA

Vol. I Styczeń — 1950 — Janvier No. 1

OD REDAKCJI

Acta Geologica Polonica ukazywać się będą jako kwartalnik począwszy od roku 1950. Wydawnictwo ma skupiać wyniki prac naukowo-badawczych, wykonywanych w ramach planu Muzeum Ziemi, jak również i tych, które, wykonane poza tym planem i poza tą instytucją, zostaną Redakcji dostarczone i przez nią do druku przyjęte.

JAN CZARNOCKI

O odkryciu facji graptolitowej
w dolnym ordowiku Gór Świętokrzyskich

Wiadomość o ordowiku w Brzezinach podał Gürich w „Nachträge“ *(1)* na podstawie materiałów inż. St. Kontkiewicza, zebranych przez niego w czasie wykonywanych w Brzezinach poszukiwań rudy żelaznej. Poza lakoniczną wzmianką Güricha o 2 gatunkach obolidów i wątpliwej przynależności znalezionych form do ordowiku dolnego, Gürich nie podaje innych szczegółów, tyczących się bliższego określenia miejsca występowania, ani też stosunku ordowiku do innych utworów okolic Brzezin.

Położenie ordowiku w Brzezinach ponownie ustalone zostało przeze mnie w czasie kartowania tego obszaru w 1925 r. i zaznaczone jest na mapie ark. Kielce w skali 1:100.000. Według tych danych ordowik mieści się w północno-wschodniej części wsi Brzezin na tzw. Ścięgnach, w obrębie jądra antykliny chęcińskiej, zbudowanego z utworów dolnego kambru (łupki oliwkowe z wkładkami cienkimi szarogłazów i kwarcytów).

Dzięki większej nieco spoistości skał ordowickich, w porównaniu z łupkami kambryjskimi, ordowik zaznacza się morfologicznie 2 niewielkimi grzędami, przedzielonymi zaklęśnięciem podmokłym. Z obu grzęd północna widoczna jest na większej przestrzeni, wynoszącej zaledwie 100 m, południowa zaś jest znacznie krótsza i słabiej wzniesiona. W kierunku zachodnim schodzą się one tworząc najwyższy punkt wzniesienia. Taki układ grzęd, zbudowanych z szarogłazów i piaskowców ordowickich, pozostaje w związku z tektoniką ordowiku.

Prócz szarogłazów, występujących w postaci rozsypisk w glebie w obrębie wspomnianych grzęd, brak innych odsłonięć na powierzchni. Z układu grzęd szarogłazowych wnosić można było, że tworzą one niewielką synklinę, której środek wypełniają nieznane bliżej utwory, złożone ze skał mniej odpornych, łatwo wietrzejących i nieprzepuszczalnych. Odrębne niż na innych obszarach wykształcenie ordowiku w Brzezinach, stosunek jego do kambru oraz stratygrafia tych utworów, a zwłaszcza warstw wyższych nieodsłoniętych, były powodem wykonania tu w 1939 r. przez autora dokładnych badań. Zostały one wykonane z pomocą robót ziemnych, którymi kierował na miejscu St. Tyski.

W ten sposób obie grzędy, łącznie z międzyległą przestrzenią, przecięto głębokimi przekopami i szybikami, sięgającymi do podłoża skał niezwietrzałych. Uzyskany profil, szczegółowo zdjęty, pozwolił na dokładne poznanie całej serii ordowiku. Zanim zebrane materiały te zostaną wyczerpująco opracowane, nie od rzeczy będzie podać tu najogólniejsze wyniki, wnoszące do znajomości ordowiku polskiego wiele cennego i zupełnie nowego materiału.

Stratygrafia. — Przegląd stratygrafii ordowiku rozpocznę od północy, gdzie ordowik wykształcony jest najkompletniej i najmniej jest zdyzlokowany. Najniżej — bezpośrednio na szarych ilastych łupkach kambryjskich, bez fauny — położone są piaskowce, o niewyraźnym uwarstwieniu, barwy brudno-żółtej, z glaukonitem niezbyt obfitym. U podstawy piaskowce te zawierają nieliczne, słabo otoczone, niewielkich rozmiarów otoczaki kwarcytów kambryjskich. Seria ta, mająca około 2 m grubości w stropie, przechodzi stopniowo i nieznacznie w szarogłazy. Te skały, najlepiej na powierzchni odsłonięte, tworzą szczyt grzędy. Wyróżniają się one intensywnym, ciemno-zielonym zabarwieniem, pochodzącym od wielkiej ilości glaukonitu. Szarogłazy na ogół uwarstwione są cienko, spękane kostkowo, miejscami przybierając konsystencję zbliżoną do łupkowej. Na szczelinach pęknięć skała często przesiąknięta jest i powleczona nieregularnymi impregnacjami limonitu, jeszcze częściej — hematytu, tworzącego nieregularne wkładki, które dochodzą do 10 cm grubości.

W piaskowcach fauny wyraźnej brak. Występują tu tylko szczątki nieoznaczalnych obolidów. Dopiero w szarogłazach obolidy zjawiają się w wielkiej ilości. Najczęściej zachowane są w postaci ułamków. W skład ich wchodzą przede wszystkim lingulella (*Lingulella* sp.), poza tym mniej liczne *Acrotreta* sp. i *Acrothyra*. Często ta osobnikowo bardzo obfita, gatunkowo zaś uboga fauna, wypełnia całe powierzchnie warstw szarogłazów, zwłaszcza cienko-warstwowych. Z tych właśnie szarogłazów pochodzi wzmiankowana przez Güricha fauna z Brzezin. Szarogłazy w części górnej są coraz bardziej cienko-warstwowe, a niekiedy nawet przechodzą w łupki. Ogólna grubość całej serii szarogłazowej wynosi około 10 m.

Bezpośrednio nad nimi spoczywają łupki ilaste barwy żółtej. Przejście między szarogłazami i łupkami jest wyraźne, a na granicy obu serii zaznacza się deniwelacja, przy czym łupki przykryte są grubą wietrzeliną gliniastą. — Łupki ilaste rozpoczynają nową serię osadów, litologicznie odmiennych i, jak wspomniano na początku, przykrytych grubą powłoką wietrzelin gliniastych.

Najniżej występuje partia łupków barwy żółtej, cienko-blaszkowych, ilastych, o grubości dochodzącej do 0,5 m. W nich po raz pierwszy występuje bardzo bogata fauna graptolitowa, w skład której wchodzą prawie wyłącznie przedstawiciele rodz. *Didymograptus.*

Prowizorycznie wyróżnić tu można było następujące formy:

Didymograptus hirundo Salter, cf. *nicholsoni* Lapw., cf. *affinis* Nich., *nanus* Lapw., cf. v. *fractus* Salter, sp. sp., *Azygograptus suecicus* M'Coy. sp.

Następną serię stanowią łupki podobne, z wkładkami cienkich szarogłazów silnie glaukonitowych. Zawierają one liczne obolidy, zachowane przeważnie w stanie detrytycznym. Wśród nich na czoło wysuwa się typowa forma *Obolus salteri* Hall o charakterystycznym trójkątnym kształcie i delikatnym koncentrycznym żeberkowaniu. W międzyległych łupkach natomiast występują obficie graptolity. Poza przedstawicielami rodz. *Didymograptus,* występują tu *Tetragraptus quadribranchiatus* Hall, *Schizograptus* sp. i *Clonograptus* sp. Grubość tej serii wynosi około 2 m.

Najwyższą serię tutejszego ordowiku stanowią łupki ilaste popielate, miejscami ciemnoszare. Ogólna grubość ich wynosi około 20 m. Łupki te na ogół są słabo uwarstwione, wówczas łupią się trudno i nieregularnie. W nich występują również cienkie i nieregularne wkładki piaszczysto-glaukonitowe, którym towarzyszą drobne, najczęściej wielkości grochu, nieregularne konkrecje fosforytu.

Wśród fauny graptolitowej, występującej tu miejscami również bardzo obficie, daje się zauważyć zmniejszenie ilościowe przedstawicieli rodz. *Didymograptus,* zjawienie się form nowych, jak np. *Tetragraptus* cf. *serra* Brongniart, *Schizograptus* sp., a nade wszystko przedstawicieli takiego rodz. jak *Phyllograptus* sp. (cf. *typus* Hall). W pewnych razach *Phyllograptus* występuje masowo pokrywając całe powierzchnie warstw.

Opisany profil ordowiku nie wyczerpuje wprawdzie wszystkich szczegółów, zwłaszcza paleontologicznych, tyczących się kolejnego rozwoju fauny graptolitowej, wystarcza jednak dla ogólnej charakterystyki nieznanej i nieoczekiwanej na terenie Gór Świętokrzyskich facji graptolitowej dolnego ordowiku. Pomijając na razie zonalną charakterystykę fauny graptolitowej, wymagającą systematycznego opracowania fauny zebranej w kolejnym jej następstwie w całym profilu, obecnie już podać możemy pewne szczegóły, wystarczające do określenia wieku opisanej serii ordowiku brzezińskiego.

Zauważyć należy, że najstarsza fauna graptolitowa w żółtych łupkach składa się, jak wspomniano, głównie z masowo w nich występujących przedstawicieli rodz. *Didymograptus.* Ta okoliczność, w połączeniu z brakiem przedstawicieli rodz. *Bryograptus* i *Clonograptus,* pozwala na usta-

lenie dolnej granicy facji graptolitowej naszego ordowiku. W myśl schematu stratygraficznego Elles i Wood *(2)*, ustalonego przez autorki dla ordowiku angielskiego, nasza fauna graptolitowa może odpowiadać od 3 do 5 włącznie strefie angielskiego arenigu. Na obecność stref wyższych, zwłaszcza 5, a może i 6, wskazuje zasięg nie tylko rodzaju *Didymograptus*, lecz i *Phyllograptus*.

Na tej podstawie z dużym prawdopodobieństwem można już dziś ustalić, że facja graptolitowa ordowiku brzezińskiego reprezentuje odpowiedniki angielskiego arenigu, w granicach stref od 3 do 5 włącznie, przy czym obecność wyższej strefy 6 nie jest wyłączona.

Ustalenie tego faktu pozwala również na bardziej dokładne, niż to dotychczas było możliwe, ustalenie wieku niżej leżącej serii szarogłazów glaukonitowych w Brzezinach, pozbawionej, jak wiadomo, fauny graptolitowej. Może ona odpowiadać 2-mu poziomowi graptolitowemu ordowiku angielskiego, a więc należeć będzie do górnej części tremadoku (poziom z *Bryograptus*). Do tego też poziomu należeć może podana w 1938 r. przez Kozłowskiego *(3)* fauna graptolitowa, pochodząca z poziomów chalcedonowych najniższego ordowiku w Wysoczkach pod Bogorią. Fauna ta składa się głównie z przedstawicieli *Dendrograptus* i szeregu nowych rodzajów po raz pierwszy opisanych z warstw chalcedonowych Gór Świętokrzyskich. Wśród nich występują też przedstawiciele rodz. *Dictyonema*. Według prof. Kozłowskiego obecność rodz. *Dictyonema* w warstwach chalcedonowych nie pozostaje w związku z najniższym diktyonemowym poziomem tremadoku z *Dictyonema flabelliforme*, lecz z wyższymi od niego. Pogląd ten jest zatem słuszny nie tylko z punktu widzenia oceny paleontologicznej warstw chalcedonowych, lecz również i z punktu widzenia stratygraficznego. Warstwy chalcedonowe, jak to już zostało stwierdzone w okol. Łagowa, np. w Zbilutce, spoczywają bezpośrednio u podstawy tamtejszego ordowiku oraz w spągu serii piaskowców glaukonitowych z *Thysanotus siluricus* Eichw. i *Leptembolon lingulaeformis* Mickwitz. Że seria glaukonitowa naszego ordowiku, łącznie z chalcedonową z *Obolus siluricus*, nie może należeć do poziomu diktyonemowego, to wynika już z poprzednio zresztą przeprowadzonych analogii tych utworów, z podobnymi facjalnie utworami Estonii (grönsand) spoczywającymi tam nad łupkami diktyonemowymi. Odpowiedników powszechnie znanego poziomu diktyonemowego w Górach Świętokrzyskich dotąd nie stwierdzono i pewne jest, że w rejonie kieleckim utworów tych brak zupelny i że na ten czas przypada tam luka stratygraficzna, a początek transgresji ordowickiej przypada dopiero na tremadok, między poziomem 1 i 2 wg angielskiej skali stratygraficznej.

W ten sposób, dzięki nowoodkrytej faunie graptolitowej dolnego ordowiku z Brzezin, jest możność ugruntowania podstaw stratygraficznych ordowiku świętokrzyskiego i związania go w sposób bardziej ugruntowany z podobnymi utworami innych obszarów.

Jeżeli chodzi o porównanie łupków graptolitowych arenigu z innymi formacjami okol. Brzezin, to sprawa ta nie nastręcza większych trudności. Jak wiadomo, na pozostałym obszarze Gór Świętokrzyskich, szczególnie w okolicy Kielc, facji graptolitowej będą odpowiadać piaskowce ortisowe z *Orthis (Nicolella) moneta* i *O. caligramma*, czy też wapienie Mójczy z fauną trylobitową, stanowiące odpowiedniki poz. B_2 i B_3 Estonii. Facja piaszczysta arenigu Gór Świętokrzyskich dominuje zwłaszcza w okol. Kielc i Łagowa. Jej wykształcenie w rejonie łysogórskim nie jest jeszcze znane z braku naturalnych odsłonięć. Jedynie w okol. Opatowa arenig wykształcony jest podobnie jak w okol. Łagowa, tzn. w facji piaszczystej. Ta okoliczność nie wyłącza prawdopodobieństwa, że w zachodniej części rejonu łysogórskiego ordowik dolny posiada odrębne wykształcenie niż na Zachodzie.

Zakład Geologii i Paleontologii
Muzeum Ziemi
Warszawa, 1947

LITERATURA — REFERENCES

1. GÜRICH G. Nachträge zum Palaeozoicum im Polnischen Mittelgebirge. Neues Jahrb. f. Min. etc. XIII, Beil.-Bd. p. 334. 1889.
2. ELLES G. L. and WOOD E. M R. A Monograph of British Graptolites. Palaeontographical Society. Part X. 1913.
3. KOZŁOWSKI R. Informations préliminaires sur les Graptolithes du Tremadoc de la Pologne et sur leur portée théorique. Annales Musei Zoologici Polonici, t. XIII, No. 16. 1938.

ENGLISH TRANSLATION

The discovery of the Graptolite facies within the Lower Ordovician in the Święty Krzyż (Holy Cross) Mts. — The locality Brzeziny in the southern part of the Święty Krzyż Mts. (Chęciny range near Kielce) has been investigated by Gürich. He gave us information about its Ordovician in his paper published in 1889 *(1)*. His observations were based on materials collected during search for iron ore carried out in Brzeziny. Besides a brief hint as to two *Obolus* species and some doubts as to whether the discovered forms belonged to the Lower Ordovician, Gürich

gave, however, no other details which would define more precisely the place of their occurrence nor any information as to the relation of the Ordovician to other formations in the Brzeziny neighbourhood. I have defined again the location of the Ordovician in Brzeziny during the mapping of that area in 1925. It is marked on the map, sheet Kielce, in the scale 1:100.000. According to these data the Ordovician is situated in the NE part of Brzeziny village at a place called Ścięgny within the core of the Chęciny anticline which is built up from the Lower Cambrian formations (olive coloured shales with thin intercalations of greywackes and quarzites).

Owing to a somewhat greater compactness the Ordovician rocks, as compared with the Cambrian shales, appear as 2 small ridges separated by a small damp depression. The northern ridge is visible over a greater area about 100 m^2 large; the southern one is shorter and not so much elevated. They meet in the westward direction and form the highest elevation point. Such a disposition of the ridges, built up of greywackes and sandstones, is bound up with the Ordovician tectonics. There are on the surface no other outcrops, except greywackes occurring as a detritus within the soil of the ridges mentioned above. It was possible to conclude from the disposition of greywackes that they form a rather small syncline, the middle of which is filled by unknown formations composed of less resistant rocks, easily subject to weathering and impervious. The development of Ordovician beds in Brzeziny which is different from that on other areas, its relation to the Cambrian and the stratigraphy of these formations, especially of higher beds which have not outcropped, were reasons why detailed investigations were carried out here in 1939. In consequence, both ridges were investigated — together with the area lying between — by means of deep cuttings and testing pits reaching up to the substratum of fresh rocks. Thanks to the profile obtained, which was surveyed in detail, it was possible to get thoroughly acquainted with the whole Ordovician series. Owing to the war-time conditions the collected materials have not, to the present moment, been worked out in full detail. Before this is done we think it reasonable to give here the most general results which may shed some new light on our existing knowledge of the Polish Ordovician, as well as present some valuable new material.

Stratigraphy. — I shall begin the revision of the Ordovician stratigraphy from the north, where it is best developed and where its dislocation is only a slight one. On the lowest level, directly over the grey argillaceous Cambrian shales with no fauna we find sandstones,

of an indistinct bedding; their colour is of a soiled yellow and the amount of glauconite rather poor. These sandstones include at their base few slightly rolled small pebbles of Cambrium quarzites. This series, about 2 m thick at the top, passes gradually and imperceptibly into greywackes. Those rocks which are well exposed on the surface form the top of the ridge. They are distinguished by an intense dark-green hue caused by a great amount of glauconite. The bedding of the greywackes is generally thin, and we notice their cubic jointing, but in some places their consistence is similar to that of shales. On the fissures of joints the rock is often permeated and covered by irregular impregnations of limonite or still more often by hematite which forms irregular intercalations up to 10 cm thick.

There are no distinct traces of fauna in the sandstones and only remains of indeterminable Obolides are found. Obolides occur in a greater number only in greywackes, where they are found in most cases as fragments. They are mostly composed of *Lingulella* sp. and of less numerous *Actotreta* sp. and *Acrothyra*. The fauna is here very rich on individuals, but poor on species. It fills whole areas of the greywacke beds, especially of thin bedded ones. The fauna mentioned by Gürich was found in Brzeziny in these greywackes. In the upper part the bedding of greywackes becomes thinner and thinner, and sometimes they even pass into shales. The general thickness of the greywacke series amounts to about 10 m.

Directly over this series we find argillaceous shales of a yellow colour. The boundary between greywackes and shales is distinct and a denivelation on the borderline of both series is marked; we notice as well that the shales are covered by a thick loamy rock-waste. The argillaceous shales begin a new series of sediments which are lithologically different and, as mentioned above, are covered by a thick coat of loamy rock-waste.

The lowest is the series of yellow, thin lamelled, argillaceous shales, up to ½ m thick. A rich Graptolite fauna occurs here for the first time; it is almost exclusively composed of representatives of the *Didymograptus* genus.

The following forms may be distinguished here provisionally: *Didymograptus hirundo* Salter, *D.* cf. *nicholsoni* Lapw., *D.* cf. *affinis* Nich., *D. nanus* Lapw., *D.* cf. v. *fractus* Salt., *D.* sp. sp., *Azygograptus suecicus* M'Coy, *A.* sp.

The following series is composed of similar shales with intercalations of thin, greatly glauconitic greywackes. They include numerous Obolides preserved in most cases in a detritic state. The most important among

them is the characteristic form *O. salteri* Hall of a peculiar triangular shape, concentrically and rather indistinctly ribbed. A great number of Graptolites occurs in the interjacent shales. Beside representatives of the *Didymograptus* genus one may find here: *Tetragraptus quadribranchiatus* Hall, *Schizograptus* sp. and *Clonograptus* sp. The thickness of that series amounts to about 2 m.

The highest series of Brzeziny Ordovician is formed here by ashy-grey and sometimes dark-grey argillaceous shales. Their total thickness amounts to about 20 m. These shales are in general only slightly bedded and in this case they split with difficulty and rather irregularly. Thin and irregular arenaceous-glauconitic intercalations occur there too, and they are accompanied by small, irregular phosphorite concretions, usually of the size of peas.

One may notice among Graptolite fauna, occurring here sometimes in great number, a numerical decrease of representatives of the *Didymograptus* genus and also the appearance of new forms like e. g. *Tetragraptus* cf. *serra* Brongniart, *Schizograptus* sp., and especially of such a genus as *Phyllograptus* sp. (cf. *typus* Hall). In some cases *Phyllograptus* occurs in masses and it then covers whole areas of beds.

The Ordovician profile described above does not give a picture complete in all details, especially in palaeontological ones, regarding the successive development of the Graptolite fauna, but it is sufficient, however, to give the general characteristics of the Graptolite facies of the Lower Ordovician in the area of the Święty Krzyż Mts., where it was unknown and until now unsuspected. Apart from the zonal characteristics of Graptolite fauna which requires a systematical working out of fauna collected in succession within the whole profile, some details may nevertheless be now given and they are sufficient for defining the age of the Brzeziny Ordovician series described above.

It must be said that the oldest Graptolite fauna within the yellow shales is mostly composed, as has been already mentioned, of representatives of the *Didymograptus* genus, occurring here in masses. This fact, together with the lack of representatives of the *Bryograptus* and *Clonograptus* genera, allow us to define the lower border of the Graptolite facies of our Ordovician. This Graptolite fauna, according to the stratigraphical scheme of Elles and Wood *(2)* fixed by the authoresses for the British Ordovician, may correspond with zones 2 to 5 inclusive of the English Arenig. The presence of the higher zones, especially of the 5th, and maybe 6th ones, is proved not only by the extent of the *Didymograptus,* but also of the *Phyllograptus* genera.

According to the above we may now conclude with a great degree of probability that the Graptolite facies of the Brzeziny Ordovician represents corresponding factors of the British Arenig within the borders of the zones 3 to 5 inclusive, and that the presence of a higher 6th zone is possible. This conclusion also permits a more precise fixing of the age of the greywacke glauconitic series in Brzeziny which — as we know — is lacking in Graptolite fauna. This series may correspond to the 2nd Graptolite horizon of the British Ordovician, and will consequently belong to the upper part of Tremadoc *(Bryograptus* horizon). The Graptolite fauna stated by R. Kozłowski *(3)* in 1938 to proceed from the chalcedony horizons of the lowest Ordovician in Wysoczki near Bogoria, may belong to the same zone. This fauna is mostly composed of representatives of *Dendrograptus* and of a number of new genera described for the first time from the chalcedony beds of the Święty Krzyż Mts. Representatives of the *Dictyonema* genus within the chalcedony beds are not bound, according to Prof. Kozłowski, with the lowest *Dictyonema* horizon of Tremadoc with *D. flabelliforme,* but with a higher one. The above opinion is consequently correct not only from the view-point of the palaeontological estimate of chalcedony beds, but from the stratigraphical one as well.

The chalcedony beds, as has been already proved in the neighbourhood of Łagów, for instance, in Zbilutka, lie directly at the bottom of the local Ordovician and at the bottom of the glauconitic sandstone with *Thysanotus siluricus* Eichw., and *Leptembolon lingulaeformis* Mickwitz. The glauconitic series of our Ordovician, including the chalcedony one with *Obolus siluricus,* cannot belong to the *Dictyonema* zone, as may be understood from the analogies of these formations already carried out with the facially similar Estonian formations (grönsand) which there lie over the *Dictynonema* shales.

No corresponding factors with the zone commonly known as *Dictyonema* horizon have been discovered within the Holy Cross Mts. up to the present. The lack of these formations within the Kielce region is quite certain. It is also certain that a stratigraphical hiatus occurs there at that time and that the beginning of the Ordovician transgression has been proved not till at Tremadoc between the zones 1 and 2, according to the British stratigraphical scale. We are thus able to find a stratigraphical basis for the Święty Krzyż Ordovician, owing to the newly discovered Graptolite fauna of the Lower Ordovician in Brzeziny and to bind it in a more solid way with similar formations of other areas.

There is no difficulty in comparing Graptolite shales of the Arenig with the other formations from the Brzeziny neighbourhood. As is

already known, to the Graptolite facies on the remaining areas of the Święty Krzyż Mts., and especially in the neighbourhood of Kielce, there correspond *Orthis* sandstones with *Orthis (Nicolella) moneta* and *O. caligramma,* or Mójcza limestone with Trilobite fauna, corresponding to items B_2 and B_3 of Estonia.

In the Święty Krzyż Mts. and especially in the neighbourhood of Kielce and Łagów the Arenig arenaceous facies is dominant. Its development within the Łysa Góra region is not yet known owing to the lack of natural outcrops. The Arenig is developed only in the neighbourhood of Opatów, in the same way as near Łagów, i. e. within the arenaceous facies. The above does not eliminate the possibility that the Lower Ordovician in the western part of the Łysa Góra region possesses a different development from that in western Europe.

Geological and Palaeontological Dept.
Muzeum Ziemi (Polish Geological Museum)
Warszawa 1947

———

KONSTANTY TOŁWIŃSKI

Brzeg Karpat[1]

Łuk Karpat, zarysowujący się tyloma pięknymi formami na swojej wielkiej przestrzeni, na brzegu zewnętrznym nie zawsze posiada wyraźne granice. Szczególnie w Karpatach Zachodnich niekiedy zaciera się granica pomiędzy brzegiem karpackim a bezpośrednio przylegającym Przedgórzem, jak to jest np. w okolicach Cieszyna i Wadowic. Natomiast wschodni odcinek brzegu od Przemyśla aż po Czeremosz morfologicznie odcina się bardzo wyraźnie od przedpola.

Ściślejsza analiza układu warstwicowego wykazuje, że na wielkiej przestrzeni od doliny Beczwy na Morawach aż po Przemyśl, tj. na przestrzeni wynoszącej ok. 350 km, brzeg Karpat utrzymuje się na poziomie mniej więcej ok. 300 m, jedynie nieznacznie odchylając się w jednym lub drugim kierunku; w rzadkich przypadkach, jak np. za Olzą, napotykamy tu poziom 280 m. Natomiast od Przemyśla ku wschodowi w kierunku Dobromila wzniesienia brzegu sięgają już poziomu blisko 400 m, od Dobromila poprzez Starą Sól, Borysław do Bolechowa — 400 m, pomiędzy Bolechowem a Doliną — 450 m, od Delatyna aż po Czeremosz znajdujemy najwyższe wzniesienia brzegu ok. 500 m.

Studia na brzegu karpackim ułatwione są przez fakt, że starsze formacje Karpat przylegają tam do młodszego układu Przedgórza. Pośród warstw karpackich występują tu różnorodne serie — od skał egzotycznych starszych zaczynając napotykamy w szczególności utwory kredy i paleogenu, w niektórych jednak przypadkach także i neogen; szczególnie neogen starszy bierze udział w fałdowaniach karpackich. Na Przedgórzu kontaktującym z Karpatami dostrzegamy już wyłącznie tylko miocen. Jednakowoż jaskrawe różnice pomiędzy dwoma układami są często zatarte, albo przez przykrycie terenu pokrywą dyluwialną, albo w niektórych przypadkach przez transgredujący młodszy neogen, jak np. w Karpatach Zachodnich, gdzie ten ostatni sięga niekiedy daleko ku południowi poza brzeg nasunięcia karpackiego.

---

[1] Referat niniejszy był przedstawiony na posiedzeniu Pol. Towarzystwa Geologicznego dn. 13. XII. 48 r. w U. J. w Krakowie.

Borysław. — Już w r. 1909 Edward Süss w swoim dziele „Oblicze Ziemi" *(7)* wspomniał, że brzeg Karpat w Borysławiu należy do najlepiej poznanych brzegów górskich w Europie. Od tego czasu nie tylko wiedza o łańcuchach górskich w ogóle posunęła się znacznie naprzód, ale i u nas studia na brzegu karpackim poczyniły pewne postępy.

W Borysławiu, położonym na samym brzegu Karpat, mieliśmy do dyspozycji liczne wiercenia głębokie, które umożliwiły dokładne poznanie struktury brzeżnej. W ten sposób Borysław zajmuje pod tym względem kluczową niejako pozycję, dlatego też od niego zaczniemy analizowanie tektoniki zewnętrznej strefy karpackiej.

W Borysławiu zaznacza się z całą wyrazistością istota tzw. fałdu wgłębnego. Nie wchodząc tu w zbytnie szczegóły geologiczne tematu możemy ująć element wgłębny jako wielki leżący fałd obalony i przesunięty ku płn. wschodowi. W jądrze jego znajdujemy wszystkie formacje brzeżnej strefy karpackiej — od górnej kredy aż po oligocen, ponadto czoło fałdu otulone jest mioceńskimi warstwami solnymi starszego piętra (przejście od warstw krośnieńskich — polanickich do warstw solnych, p. rys. 1 i 9 na tabl. I, p. niżej).

Zajmuje nas szczególnie zagadnienie podłoża, na którym spoczywa element wgłębny, oraz stosunek tego elementu do nadległej pokrywy brzeżno-karpackiej. Przed czołem elementu wgłębnego rozpościera się szeroka strefa starszej formacji solnej Przedgórza, widocznie tego samego typu, co i osłona czołowej partii fałdu wgłębnego; ten ostatni jest nasunięty na warstwy solne Przedgórza. Liczne głębokie wiercenia przebijały cały element wgłębny i dochodziły znowu do warstw solnych. Czołowa strefa fałdu wgłębnego przechodzi w zredukowane odwrócone skrzydło zapadające już ku płd. zachodowi.

Ze wszystkich uzyskanych tu danych tektonicznych wynika niezbicie, że element wgłębny został oderwany od swojego podłoża bezpośredniego, że na to podłoże jest on nasunięty z płd. zachodu na płn. wschód. Aby jednak w pełni ocenić charakter fałdu wgłębnego, należy równocześnie rozpatrzeć jego stosunek do nadległych mas brzeżno-karpackich. W historii badań geologicznych Borysławia to zagadnienie było wielokrotnie dyskutowane. Na powierzchni obserwowano, że np. łupki menilitowe strefy brzeżnej spoczywają bezpośrednio na warstwach solnych płd. skrzydla elementu wgłębnego. Ten nienormalny stosunek tłumaczono początkowo istnieniem podłużnego uskoku, następnie — po stwierdzeniu, że w elemencie wgłębnym w jego płd. skrzydle znajdują się także łupki menilitowe — przyjmowano bliskie powiązanie się łupków menilitowych górnych i dolnych przez synklinę wygiętą ku płd. Gdy wiercenia południowe wy-

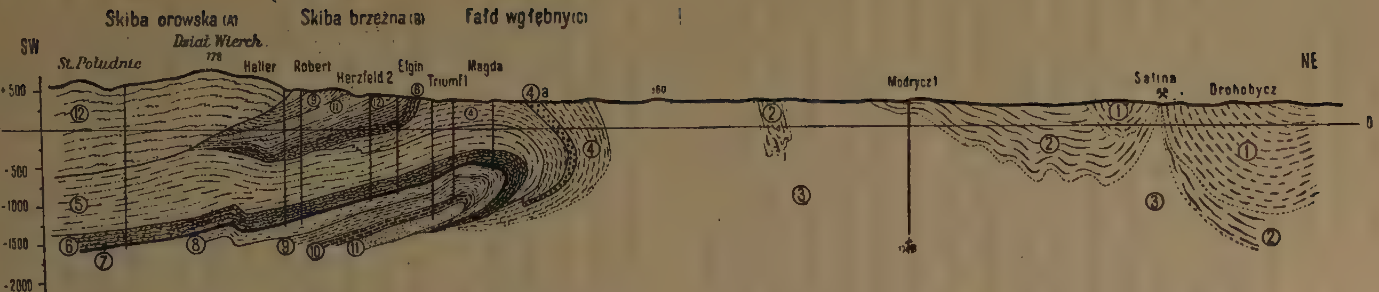


Fig. 1

Profil poprzeczny przez Borysław

1. torton młodszy; *2.* warstwy stebnickie (dolny torton); *3.* warstwy solne Przedgórza; *4.* warstwy solne fałdu; *4a.* zlepieniec egzotyczny; *5.* warstwy polanickie; *6.* łupki menilitowe; *7.* rogowce; *8.* warstwy popielskie (górny eocen); *9.* warstwy hieroglifowe (dolny eocen); *10.* czerwone łupki; *11.* piaskowiec jamneński (górna kreda); *12.* warstwy inoceramowe (górna kreda)

Transversal section through Borysław

1. younger Tortonian; *2.* Stebnik layers (Lower Tortonian); *3.* Foreland salt layers; *4.* depth fold salt layers; *4a.* exotic conglomerate; *5.* Polanica layers; *6.* menilite shales; *7.* hornstone; *8.* Popiele layers (Upper Eocene); *9.* hieroglyphic beds (Lower Eocene); *10.* red shales; *11.* Jamna sandstone (Upper Cretaceous); *12.* Inoceramus beds (Upper Cretaceous)

kazały, że takiego powiązania nie ma i że skrzydło płd. fałdu wgłębnego ucieka gdzieś daleko pod masy nasunięte, łupki zaś menilitowe w spągu tych ostatnich niekiedy nawet zupełnie się wyklinowują, należało poprzednie zapatrywania poddać gruntownej rewizji.

Dziś na podstawie bogatego materiału, jakim dysponujemy, należy przyjąć, że borysławski element wgłębny jest oderwany zarówno od swojego podłoża młodszego jak i od nadległych mas brzeżno karpackich — acz bardzo spokrewniony z tymi ostatnimi. Tworzy on odrębny element wielkich wymiarów; stwierdzono tu jego miąższość do przeszło 2000 m. Zasięg elementów nasuniętych na fałd wgłębny udowodniono na przestrzeni do ok. 10 km ku płd. od czoła mas brzeżnych, przy czym nie zauważono jeszcze żadnych objawów łączenia się brzeżnego nasunięcia z elementem wgłębnym. Brzeżny nasunięty element został odkłuty od fałdu wgłębnego a ich wzajemnego powiązania należało by szukać gdzieś znacznie dalej ku płd. To samo można powiedzieć i o stosunku fałdu wgłębnego do jego podłoża z tym zastrzeżeniem, że różnice w porównaniu z podłożem są bardziej zasadniczego charakteru, gdyż nie napotkano tu na razie innych elementów poza formacją solną ze zlepieńcami egzotycznymi. Uzasadnione jest więc przypuszczenie, że w Borysławiu stopień nasunięcia fałdu wgłębnego czyli tzw. skiby brzeżnej na Przedgórze jest znacznie większy.

Przedstawiony wyżej tektoniczny charakter brzeżnych elementów karpackich w Borysławiu odpowiada naszym dzisiejszym teoretycznym poglądom na strukturę łańcuchów górskich, ponadto uzyskaliśmy w tej miejscowości niezmiernie ważne dane doświadczalne, — wnoszą one tu wiele precyzji rzadko spotykanej w badaniach innych okolic na brzegu Karpat.

A więc w Borysławiu zarysowuje się szczególnie wyraźnie *zjawisko w większym stylu nasuwania się fliszowych mas karpackich na młodsze Przedgórze.* To nasuwanie się przybiera wszelkie cechy *płaszczowiny.* Płaszczowinowe masy nasunięte rozpadają się na poszczególne elementy nazwane *skibami,* jak skiba borysławska, brzeżna, orowska i in. *(8).*

Brzeg wschodni od Borysławia po Czeremosz. — Ukazywanie się elementu wgłębnego na powierzchni w rejonie Borysławia uwarunkowane jest wypiętrzeniem poprzecznym znacznych rozmiarów. Ta kulminacja poprzeczna obejmuje szereg skibowych elementów karpackich, w szczególności skiby brzeżną i orowską, jak również i płd. strefę Przedgórza. Wystarczy tu nadmienić, że w obrębie np. skiby orowskiej ukazuje się świetnie wykształcony i zachowany fałd schodnicki; na Przedgórzu zaś

strefa solna przylegająca do Karpat znacznie się rozszerza. Zawdzięczając kulminacji poprzecznej wgłębny fałd borysławski posiada swe bogate złoża bitumiczne.

Przy dalszym śledzeniu losów brzegu Karpat można było już teoretycznie przewidzieć, że zjawisko płaszczowinowe tej miary, jak ono zaznacza się w Borysławiu, będzie miało regionalne znaczenie na wielkich przestrzeniach zewnętrznego brzegu Karpat i że poszczególne elementy tej płaszczowiny łącznie z fałdem wgłębnym będą również rozpościerały się daleko na wschód i zachód od Borysławia. Pod tym względem zdjęcia szczegółowe i różne prace doświadczalne w ubiegłych kilku dziesiątkach lat dostarczyły nam bardzo wiele wartościowego materiału.

Brzeg karpacki na wschód od Borysławia ulega różnym zmiennym kolejom. Śledząc dane zjawisko w tym kierunku musimy tu z konieczności ograniczyć się do elementu wgłębnego oraz skiby brzeżnej i bezpośrednio przylegającej do niej strefy Przedgórza. Na całej tej przestrzeni wschodniego odcinka dostrzegamy szereg kulminacyj i depresyj poprzecznych, które decydująco wpływają na zachowanie się elementu brzeżnego i wgłębnego.

Na wschód od Borysławia na szczególne wyróżnienie zasługuje kulminacja Majdanu, gdzie wyłaniają się na powierzchnię wgłębne elementy Majdanu, Rypnego, Bitkowa. Skiba brzeżna w tym rejonie znacznie rozszerza się i tworzą się tu pewnego rodzaju półokna tektoniczne. Styl elementu wgłębnego jest inny niż w Boryslawiu. Wówczas gdy w tym ostatnim mamy do czynienia z jednolitą potężną bryłą (nie mówiąc na razie o możliwościach innych fałdów wgłębnych), to w rejonie Majdanu—Bitkowa element wgłębny uległ już komplikacjom tektonicznym rozdzielając się tam na szereg fałdów mniejszych.

Jeszcze większe różnice napotykamy w Karpatach Pokuckich. Jesteśmy tu w obrębie wielkiej regionalnej kulminacji podolsko-karpackiej. Cały otaczający kraj uległ tu widocznie wielkiemu wydźwignięciu. Na płd. brzegu płyty podolskiej ukazuje się paleozoikum; w obrębie Karpat brzeżnych skiba brzeżna cofa się o kilkanaście km od brzegu karpackiego ku płd., gdzie zachowała się jedynie w wąskich fragmentach, na jej zaś niejako miejsce wyłania się swoisty *górotwór Karpat Pokuckich, które nie są niczym innym, jak tylko sfałdowanym elementem wgłębnym ukazującym się tu na powierzchni.*

Z podanych powyżej założeń teoretycznych wynika, że całe Karpaty Pokuckie logicznie muszą być także elementem nasuniętym na Przedgórze. Pogląd ten znajduje swoje potwierdzenie przy dalszym studiowaniu, a w szczególności na profilu Kosowa, gdzie strefa solna przylegająca do

brzegu Karpat uległa bardzo wielkiemu wygnieceniu i zachowała się jako wąska jedynie smuga, zapadająca pod brzeg fliszowy.

Mówiąc o strukturze brzeżnego rejonu na kulminacji podolsko-karpackiej nie można pominąć wielkiego elementu Słobody Rungurskiej. Od brzegu Karpat Pokuckich oddziela się jakby potężne ramię wybiegające ku płn. zachodowi; jest to fałd Słobody Rungurskiej, składający się z paleogenu w jądrze, otulonego potężnym płaszczem zlepieńców egzotycznych. Zlepieńce egzotyczne w dolinie Łuczki zazębiają się stratygraficznie z warstwami solnymi i prawdopodobnie częściowo je zastępują; przechodzą one ku górze w warstwy dobrotowskie, te zaś w różowe margle stebnickie tortonu *(9)*.

Na przykładzie Słobody Rungurskiej zaznacza się wyraźnie, iż fałdowanie objęło tu elementy fliszowe brzeżne otulone nie tylko formacją solną ale i młodszą stebnicką. W ogóle *w kierunku płd. wschodnim procesy fałdujące obejmują coraz to młodsze piętra geologiczne.*

Fakty zebrane na brzegu Karpat Wschodnich od Borysławia po Kosów mówią dobitnie, że cała brzeżna strefa karpacka łącznie z elementami wgłębnymi jako bryła wyższej miary została odkłuta od podstawy normalnej i siłami tkwiącymi głęboko gdzieś na południu pchnięta ku północnemu wschodowi na młodsze Przedgórze.

Borysław-Przemyśl. — Na zachód od Borysławia na dużej przestrzeni ok. 70 km aż po Przemyśl brzeg Karpat ulega różnym kolejom. Najpierw napotykamy tu wielką depresję Popiel, która oddzielona jest od kulminacji Borysławia wyraźną dyslokacją poprzeczną. Skiby brzeżna i orowska wysuwają się w kierunku północy, element wgłębny zapada w głąb; otwory wykonane w danym rejonie na brzegu do głęb. ok. 1000 m nie wyszły z warstw solnych. Dopiero na zachód od Popiel na terenie Jasienicy Solnej—Nahujowic zaznacza się ponowne wypiętrzenie brzegu Karpat. Znajduje ono swój wyraz w wydźwignięciu wgłębnego fałdu w Nahujowicach. Wiercenia udowodniły, że fałd ten, podobnie jak w Borysławiu, jest nasunięty na podłoże solne. Trudno jest odpowiedzieć z całą pewnością na pytanie, czy fałd nahujowicki jest dalszym ciągiem fałdu borysławskiego, czy też stanowi on jedno z jego odgałęzień. W każdym przypadku element nahujowicki należy do typu elementów wgłębnych zanurzających się pod skibę brzeżną.

Na szczególną uwagę zasługują okolice Starego Sambora. Brzeżny element karpacki rozszerza się tu bardzo wybitnie. Wówczas gdy w Borysławiu szerokość jego wynosi 2,3 km, to w rejonie samborskim liczy on już ok. 5 km, przy czym długość rozszerzonego elementu brzeżnego sięga

ponad 25 km. Odpowiednio do rozszerzonego elementu brzeżnego cofają się ku płd. zachodowi kredowe nasunięcia wyższe. W podobnych warunkach można oczekiwać, że i element wgłębny zostanie tu również dźwignięty wyżej. Być może, że w stosunku do borysławskiego okaże się tylko bardziej cofniętym ku płd.

Zaczynając od Chyrowa strefa solna gwałtownie się zwęża. Smugą zaledwie na kilkadziesiąt m szeroką ciągnie się ona jeszcze poprzez Dobromil, Hujsko i zanika dalej, natomiast różowe margle stebnickie zbliżają się już bezpośrednio do brzegu Karpat. Koło Przemyśla zaś cała strefa stebnicka kryje się pod Karpatami, co znamionuje większą amplitudę nasunięć w tym kierunku. Bezpośrednie śledzenie elementu wgłębnego w rejonie brzeżnym Przemyśla w tych warunkach staje się już niemożliwe i wymaga zastosowania innych metod badawczych.

Wyniki naszych studiów na wschodnim odcinku brzegu Karpat na przestrzeni ok. 250 km pomiędzy Przemyślem a Czeremoszem wskazują, że brzeg ten ulegał ciągłym falowaniom w związku z nasuwaniem się elementów wgłębnych i brzeżnych na młodsze Przedgórze. Kulminacje kolejno zmieniają się z depresjami. Spomiędzy nich dominujące znaczenie ma kulminacja podolsko-karpacka na wschodzie.

Tektonika Przedgórza Wschodniego. — Omawiając borysławski fałd wgłębny wspominaliśmy, że ten fliszowy fałd otulony jest starszą formacją solonośną i nasunięty na solne warstwy Przedgórza podobnego charakteru. Solna strefa Przedgórza przylegająca bezpośrednio do brzegu Karpat ukazuje się na płd. od Przemyśla i rozpościera się nieprzerwanie ku wschodowi aż daleko poza Czeremosz. Te warstwy są bardzo zdyslokowane. Wszędzie gdzie tylko możemy je obserwować, dostrzegamy cechy wielkich zaburzeń tektonicznych. W obrębie tej serii solnej istnieją wprawdzie partie wykazujące charakter zlepieńców sedymentacyjnych, ale niezależnie tworzyła się tu w wielu przypadkach *brekcja tektoniczna* jako skutek olbrzymich procesów dyslokacyjnych. Wiercenia głębokie. dokonywane tu do 1000—1700 m, tej serii nie przebiły. Dane pomiarów grawimetrycznych każą także przypuszczać, że przed czołem fałdu borysławskiego seria solna sięga do kilku tys. m w głąb.

Warstwy solne przykryte są wielkim kompleksem różowych margli stebnickich, których miąższość wynosi miejscami ok. 1500 m. Są one w stosunku do podścielających warstw solnych o wiele łagodniej sfałdowane. Mielibyśmy więc tu przypadek ułożenia niezgodnego, a co za tym idzie — przykład odradzających się ruchów młodszych, tortońskich. Niezgodność ułożenia pomiędzy warstwami solnymi i stebnickimi na poszcze-

gólnych profilach nie zaznacza się wszędzie wyraźnie. Należy jednak pamiętać o ciągłości zjawiska sedymentacji, która zachodziła w danych epokach. W regionalnym przecież ujęciu niezgodność wymieniona zarysowuje się bardzo jaskrawo.

Zewnętrzna strefa stebnicka przylega do potężnego kompleksu młodszego — warstw daszawskich, tworzących wyższy poddział tortonu o ułożeniu niemal poziomym. Zagadnienie stosunku wzajemnego obu wymienionych serii, tj. stebnickiej i daszawskiej, to równocześnie jeden z ciekawszych rozdziałów w zakresie badań geologicznych na Przedgórzu Karpat Wschodnich. Już dawno wiadomo było, że sfałdowana seria stebnicka przylega na pln. wschodzie do bardziej spokojnie ułożonych warstw młodszych, ale pierwsze spostrzeżenia Cizancourt'a o nasunięciu warstw stebnickich — szczególnie gdybyśmy temu nasunięciu mieli nadać większe znaczenie — wydawało się mało prawdopodobne *(3)*. W miarę jednak posuwania się naprzód badań i prac kartograficznych na Przedgórzu zebraliśmy w tej dziedzinie wiele niezwykle cennego materiału, szczególnie w związku z rozwijającymi się tu robotami wiertniczymi.

Gazonośna strefa w Daszawie i Oparach ograniczona jest od południa warstwami stebnickimi. Otwory założone w ich obrębie przebijały serię stebnicką i uzyskiwały produkcję z daszawskich warstw młodszych. Otwory głębokie wywiercone w gazonośnej strefie w rejonie Daszawy i Opar dochodziły do serii anhydrytowej podścielającej miocen. Stwierdzono tu więc dwa fakty o niezmiernie doniosłym znaczeniu — po pierwsze fakt, że pomiędzy serią stebnicką i daszawską istnieje anormalny kontakt tektoniczny na wielkiej przestrzeni, po drugie — *że na płn. od powyższej granicy warstwy stebnickie w ogóle się nie zaznaczają.* Dane powyższe zilustrowane są na przedstawionych mapach i przekrojach (por. rys. 2). Ściślejszy przebieg granicy pomiędzy warstwami stebnickimi a serią gazonośną w Oparach ustalał także P. Parachoniak stosując płytkie wiercenia rdzeniowe.

W Baliczach i Bołochowie wiercenia „Gazoliny" na brzegu strefy stebnickiej przebijały ją i także sięgały warstw daszawskich w podobnej sytuacji geologicznej jak w Daszawie i Oparach. Tu mamy zestawienie profilu dokonane przez H. Teisseyre'a (p. rys. 3).

Wiercenia kopalni soli potasowych w okolicy Kałusza wielokrotnie przebiły nasunięty brzeg masy stebnickiej osiągając młodsze podłoże składające się z iłów pokuckich, które są odpowiednikiem warstw daszawskich. Niektóre z otworów, jak Tesp 2 i 4, doszły do gipsów i anhydrytów, pod którymi Tesp 2 nawiercił głębiej kwarcyty — być może, paleozoiczne. Warstw stebnickich nigdzie tam nie napotkano pod nasunięciem *(2)*.

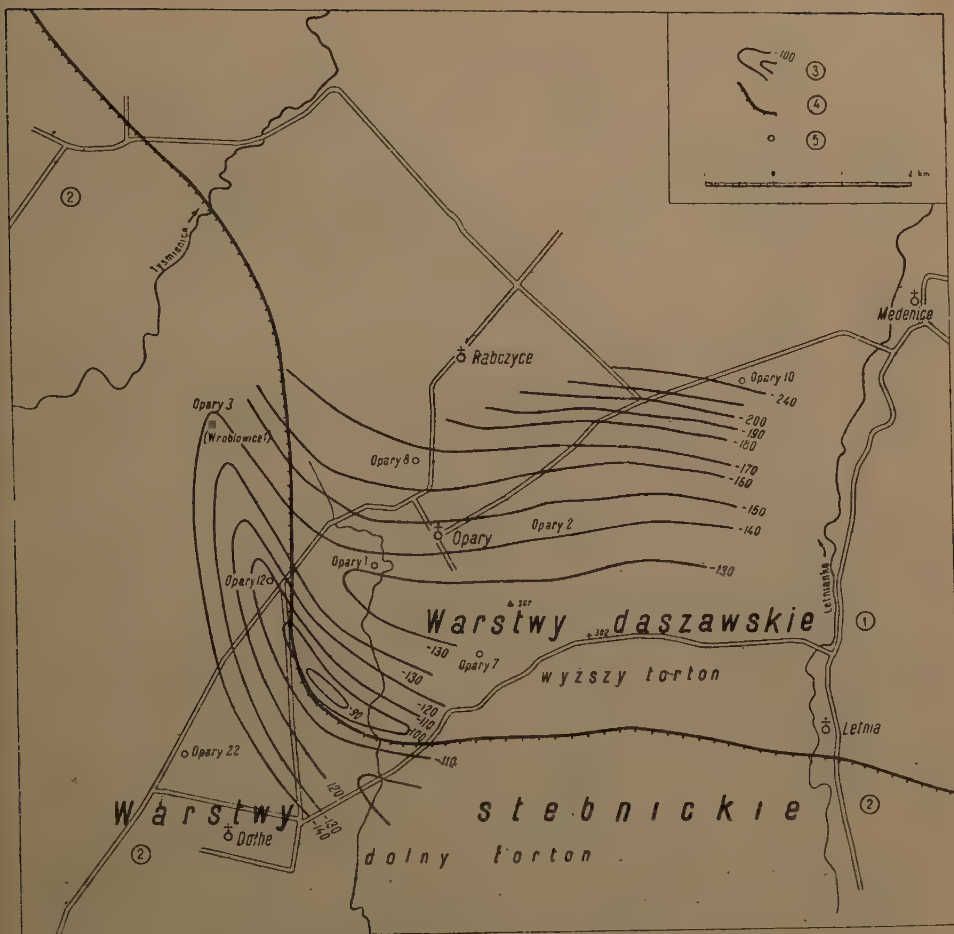


Fig. 2

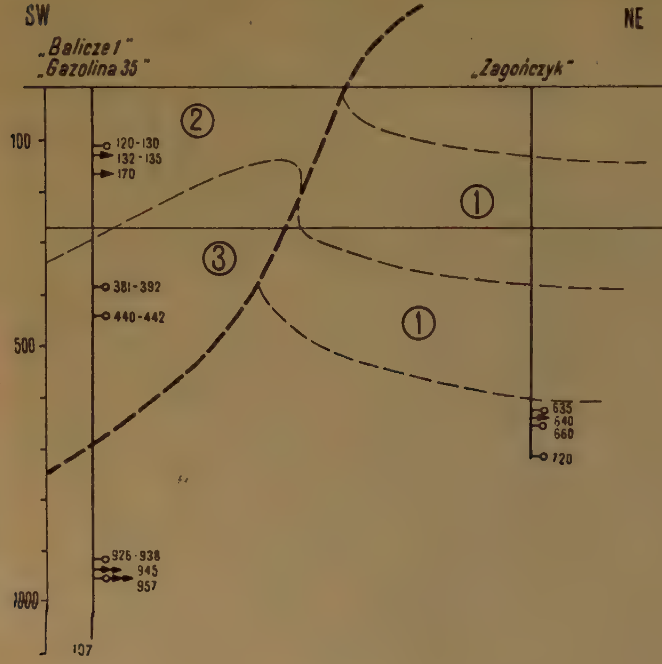
Mapa pola gazowego w Oparach (wg zdjęć P. Parachoniaka)

1. warstwy daszawskie (wyższy torton); *2.* warstwy stebnickie (dolny torton); *3.* warstwice pierwszego horyzontu gazowego; *4.* granica nasunięcia płaszczowiny stebnickiej; *5.* otwory gazowe

The map of the gas field in Opary (after P. Parachoniak)

1. Daszawa beds (Upper Tortonian); *2.* Stebnik beds (Lower Tortonian); *3.* the isohypses of the first gas horizon; *4.* the limit of the Stebnik nappe; *5.* gas wells

Do zagadnienia, którym się zajmujemy, wiercenia w Bohorodczanach dostarczyły zadziwiająco pięknego materiału. Okazało się mianowicie, że otwór umieszczony zaledwie 150 m ku płd. od granicy nasunięcia warstw stebnickich na serię daszawską — do głęb. 732 m tych pierwszych



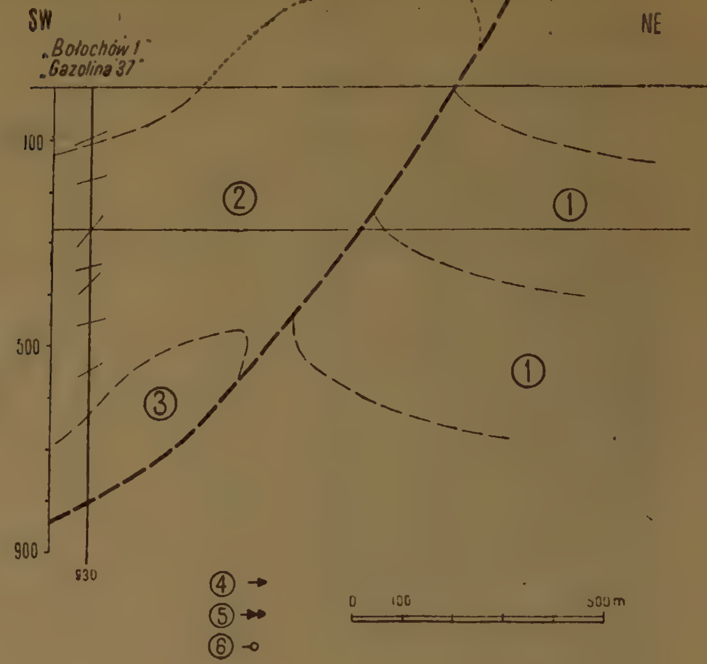


Fig. 3

Profile geologiczne Balicze-Bołochów (wg H. Teisseyre'a i Z. Librowicza)

1. warstwy daszawskie (wyższy torton); *2.* warstwy balickie (dolny torton); *3.* warstwy stebnickie (dolny torton); *4.* ślady gazu; *5.* horyzonty gazowe; *6.* solanka

Transversal section through Balicze-Bołochów (after H. Teisseyre and Z. Librowicz)

1. Daszawa beds (Upper Tortonian); *2.* Balice beds (Lower Tortonian); *3.* Stebnik beds (Lower Tortonian); *4.* gas seepage; *5.* gas horizons; *6.* salt water

nie przewiercił. Płaszczyzna więc dyslokacyjna przebiega tu bardzo stromo. Podkreślamy, iż nie chodzi tu bynajmniej o uskok. Płn. blok młodszy nie jest zapadnięty, gdyż stebnickich warstw w głębi wcale nie zawiera, ale południowa bryła stebnicka jest wyparta pod ciśnieniem ku górze, a *dyslokacja pomiędzy obydwiema seriami jest wielką płaszczyzną dyslokacyjną nasunięcia warstw stebnickich na przedpole.* Profil przytoczony w Bohorodczanach studiowali B. Bujalski, H. Teisseyre i inni (por. rys. 4).

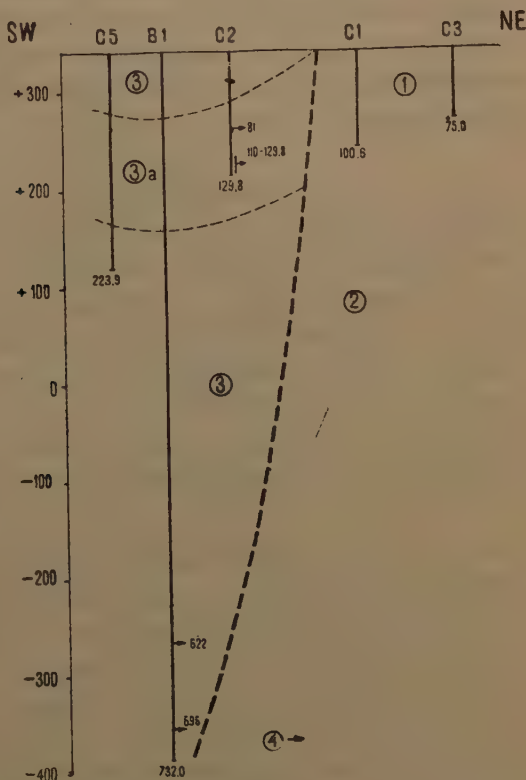


Fig. 4

Profil przez Bohorodczany (wg B. Bujalskiego)

1. iły pokuckie (torton); *2.* warstwy daszawskie (torton); *3.* warstwy stebnickie (dolny torton); *4.* ślady gazu

Transversal section through Bohorodczany (after B. Bujalski)

1. Pokutie loams (Tortonian); *2.* Daszawa beds (Tortonian); *3.* Stebnik beds (Lower Tortonian); *4.* gas seepage

Dla uwypuklenia tektonicznego charakteru zjawiska, o którym mowa, należy jeszcze wspomnieć, że w danym rejonie na granicy serii gazonośnej daszawskiej i stebnickiej ukazują się tu i ówdzie zaklinowane warstwy solne.

W rejonie przed czołem środkowych Karpat Wschodnich strefa stebnicka posiada ok. 20 km na szerokość, gdy tymczasem w Kosowie zwęża się do kilkuset m. Przylega ona do iłów pokuckich młodszego wieku, które następnie wraz ze zlepieńcami i piaskowcami budują dalej ku płn. wschodowi cały rejon Przedgórza aż po Płytę Podolską. Otwór Hucuł 1,

położony w Wierzbowcu na płn. wschód od Kosowa, wiercił w piaskowcach oraz iłach pokuckich, w głębokości zaś 1360 m napotkał cienką warstewkę soli i gipsów czy też anhydrytów sejsmicznie śledzonych aż po Podole. Niżej zaznaczały się warstwy przypuszczalnie górno-kredowe. Ułożenie było płaskie, niemal poziome. *Warstw stebnickich tu nigdzie nie napotkano.*

Badania sejsmiczne wykonane przez geofizyków Miterę, Wyrobka, Kisłowa wykazały, że horyzont anhydrytowy stwierdzony na otworze Hucuł 1 nawiązuje się na płn. do Płyty Podolskiej wznosząc się w tamtym kierunku stopniowo coraz to wyżej; ku płd. zaś zapada on znacznie, tak iż na brzegu Karpat zaznacza się dopiero na głębokości 1700 m poniżej poziomu morza.

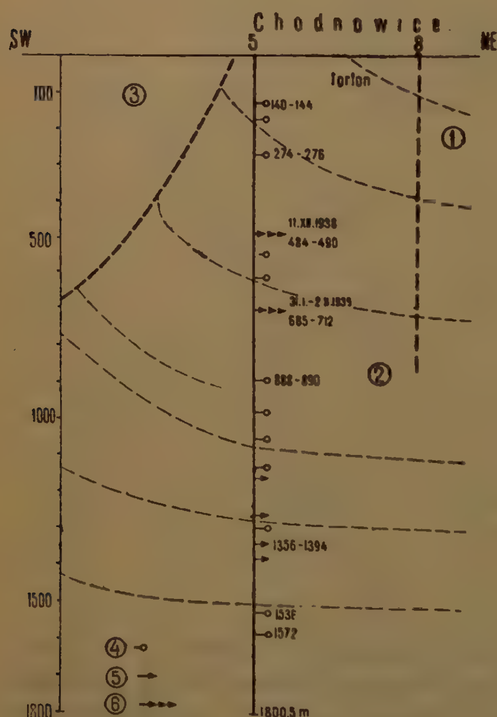


Fig. 5

Profil przez Chodnowice (wg H. Teisseyre'a)

1. iły pokuckie (torton); *2.* warstwy daszawskie (torton); *3.* warstwy stebnickie (dolny torton); *4.* solanka; *5.* ślady gazu; *6.* horyzont gazowy

Transversal section through Chodnowice (after H. Teisseyre)

1. Pokutie loams (Tortonian); *2.* Dazsawa beds (Tortonian); *3.* Stebnik beds (Lower Tortonian); *4.* salt water; *5.* gas seepage; *6.* gas horizon

Prace geologiczne i wiertnicze wykonane na zachód od Drohobycza w Chodnowicach dowiodły również, że warstwy stebnickie są nasunięte na serię gazonośną, w której wiercono do głęb. 1800 m nie dochodząc do jej spągu. W ostatnim okresie badania wykonali tu H. Teisseyre i Z. Obuchowicz (por. rys. 5).

Na podstawie więc licznego i bardzo różnorodnego materiału doszliśmy do wniosku, że *wielka masa Przedgórza wypełniona głównie warstwami stebnickimi (starszy torton) jest w całości swojej nasunięta na warstwy daszawskie (młodszy torton).* Zjawisko to mogło zachodzić jedynie pod wpływem równoczesnego przesuwania się całego brzegu łańcucha Karpat z płd. zachodu na płn. wschód.

Główne ruchy w obrębie Karpat brzeżnych przebiegały po utworzeniu się warstw solnych starszych, a więc były to fałdowania pohelweckie. Przesuwanie się zaś całego brzeżnego łańcucha, które spowodowało nasunięcie warstw stebnickich na daszawskie, należy już zaliczyć do epoki młodszej potortońskiej. Jest to wspaniały przykład kolejnego odradzania się sił fałdujących i dyslokujących w granicach jednego i tego samego masywu górskiego łącznie z jego przedgórzem.

Zarysowuje się więc przed nami w pełni zjawisko zupełnego odkłucia pokrywy stebnickiej oraz znacznego jej przesunięcia na kompleks warstw młodszych. Lekkie sfałdowania serii stebnickiej, to tylko nieznaczne powierzchniowe zmarszczki, ale główna dyslokacja oddziela olbrzymią bryłę z warstwami stebnickimi i częściowo młodszymi oraz solnymi na skutek działania potężnych sił mających swe siedlisko daleko w głębi na południu. Bryłę tę możemy nazwać *płaszczowiną stebnicką.* Jesteśmy tu niejako u początku wielkiego ruchu płaszczowinowego, który będzie odradzał się w epokach dalszych deformując coraz to więcej przesuwane masy (por. rys. 6).

Należy podnieść, iż w bryle stebnickiej znajdujemy nie tylko same warstwy stebnickie; szczególnie na wschodnim jej odcinku przebijają się tu smugi i soczewki warstw solnych. Na zewnętrznym brzegu, np. w Katłuszu i okolicy, występują sole potasowe; również na granicy serii stebnickiej i daszawskiej, jak zaznaczaliśmy, ukazują się niekiedy zaklinowane soczewki solne. Na zachodzie na północ od Drohobycza wielka synklina w obrębie serii stebnickiej wypełniona jest młodszymi warstwami (Nowa Wieś) tortonu; to samo pomiędzy Chyrowem i Chodnowicami na płd. wschód od Przemyśla.

Ruch nasuwający odbywał się — jak w naszym przypadku — na sprawdzonej przestrzeni co najmniej kilkuset km długości. Teoretycznie można przewidzieć, iż miał on naturalnie o wiele większy zasięg w obydwu podłużnych kierunkach. Strefa stebnicka wraz z warstwami solnymi Przedgórza odgrywała bierną rolę w stosunku do Karpat brzeżnych. Te ostatnie były elementem czynnym: pod ich bezpośrednim wpływem fałdowało się i przesuwało „en bloc“ całe Przedgórze młodsze.


Wyżyna Małopolska
Płyta Lubelska
Płyta Podolska
Przedgorze
TORTON
TORTON
Północny Region Skibowy
Centralna Depresja Karpacka
Zewnętrzny brzeg Karpat
Północny brzeg płaszczowiny magórsko-czarnohorskiej
Płaszczowina Stebnicka
Bytom
Katowice
Pszczyna
Dębowiec
Cieszyn
Olza
Soła
Wisła
Kraków
Wieliczka
Bochnia
Wadowice
Skawa
Raba
Limanowa
N. Sącz
Dunajec
Biała
Jasło
Gorlice
Ropianka
Szreniawa
Warta
Nida
Wisła
Wisłoka
Mielec
Tarnów
Dębica
Rzeszów
Sandomierz
San
Przemyśl
Dobromil
Strwiąż
Sambor
Drohobycz
Borysław
Stryj
Daszawa
Skole
Opor
Świca
Rypne
Łomnica
Kałusz
Stanisławów
Bitków
Bystrzyca
Nadwórna
Prut
Słoboda
Kosmacz
Zamość
Hrubieszów
Ługa
Sokal
Rawa Ruska
Żółkiew
Lwów
Bóbrka
Busk
Bug
Styr
Brody
Złoczów
Brzeżany
Złota Lipa
Dniestr
Brzeg płaszczowiny stebnickiej
Brzeg Karpat
Brzeg płaszczowiny magórsko-czarnohorskiej
25
0
25
50
75
100 km

Fig. 6

Fig. 6

Płaszczowina stebnicka w Karpatach Wschodnich

1. północny region skibowy; *2.* Centralna Depresja Karpacka; *3.* Przedgórze; *4.* Płyta Lubelska; *5.* Wyżyna Małopolska; *6.* Płyta Podolska; *7.* brzeg płaszczowiny stebnickiej; *8.* brzeg Karpat; *9.* brzeg płaszczowiny magórskiej i czarnohorskiej

Stebnik nappe in the Eastern Carpathians

1. Northern Skiba Region; *2.* Central Carpathian Depression; *3.* Foreland; *4.* Lublin Plateau; *5.* Małopolska Upland; *6.* Podolian Plateau; *7.* border of the Stebnik nappe; *8.* edge of the Carpathians; *9.* border of the Magóra and Czarnohora nappes

Rozwija się w ten sposób dynamika zaczątków nowej młodszej płaszczowiny — *płaszczowiny stebnickiej.* Z podobnym zjawiskiem spotykamy się nie tylko w Karpatach Wschodnich.

Przemyśl-Bochnia. — Na odcinku Karpat brzeżnych pomiędzy Przemyślem a Bochnią nie mamy bezpośrednich danych, które by na podstawie np. wierceń pozwoliły nam bliżej zapoznać się z nasunięciami fliszu na młodsze przedpole. Brzeg ten jest tu dobrze zakryty. Warstwy stebnickie zapadają widocznie pod nasunięciami brzeżnymi, na powierzchni znajduje się tylko młodsza seria tortonu, niekiedy wkracza ona transgredująco na sfałdowane Karpaty brzeżne. W niektórych przypadkach zalewy morza tortońskiego sięgały nawet stosunkowo głęboko w Karpaty, jak to np. było w dolinie Dunajca, gdzie osady tortonu znane są koło Starego Sącza. Nie ma żadnych wątpliwości, że utworzyły się one tam transgredując już na gotowym gmachu karpackim. Wiemy również, że brzeg karpacki na wspomnianym odcinku został poprzecinany dyslokacjami poprzecznymi. Na podstawie zdjęć sejsmicznych można także wnioskować, że w niektórych przypadkach spąg miocenu zapada tu głęboko do przeszło 2500 m.

Bochnia. — Górnicze roboty wykonywane od szeregu wieków na salinie bocheńskiej dostarczyły olbrzymiego materiału geologicznego dotyczącego zarówno samych złóż soli, jak i warstw otaczających. Materiał ten jednak dopiero w ostatnich latach uzyskał należytą interpretację pod względem stratygraficznym i tektonicznym.

Badania geologiczne, wykonane ostatnio w rejonie Bochni przez Poborskiego, Chlebowskiego i Kucińskiego z uwzględnieniem poprzednich zdjęć Bukowskiego i studiów Niedźwiedzkiego, wykazały tu istnienie fałdu z jądrem fliszowym, acz bardzo zaburzonym tektonicznie. To jądro otulone jest warstwami solnymi; samo eksploatowane złoże solne znajduje się w północnym obalonym skrzydle fałdu. Warstwy solne obydwu skrzydeł otulone są łupkami chodenickimi starszego tortonu [2].

Fałd bocheński zanurza się ku płd. pod brzeżne nasunięcie karpackie, a więc można go ująć do pewnego stopnia jako element wgłębny. Do szczególnych zjawisk brzeżnego rejonu Bochni należy fakt niezgodnego

---

[2] Moje ostatnie spostrzeżenia pozwalają jednak inaczej interpretować strukturę brzeżnej strefy karpackiej w rejonie Bochni. Flisz stanowi tu nie jądro fałdu otulonego normalnie neogenem na obu skrzydłach, lecz raczej jest podstawą elementu wgłębnego. Flisz podścielający razem z młodszą pokrywą został w danym przypadku oderwany jako skiba i nasunięty na neogen Przedgórza. Tym się tłumaczy niezwykle zdyslokowany charakter fliszu leżącego w spągu skiby bocheńskiej *(przyp. Autora w grudniu 1949).*

rzykrycia elementu wgłębnego przez kompleks warstw grabowieckich, ależących do wyższej serii tortonu. Te warstwy jedynie w strefie kon- aktu z warstwami chodenickimi fałdu Bochni są lekko zdyslokowane nachylone ku płn., dalej zaś w tym kierunku posiadają układ niemal oziomy (przynajmniej w strefie leżącej bezpośrednio ku N).

Przedgórze przylegające bezpośrednio do brzegu Karpat tworzy omiędzy Przemyślem a Bochnią widocznie głębokie zapadlisko, co umoż- iwiło tworzenie się wgłębnych fałdowań w czołowej strefie nasunięć rzeżnych. Z powyższym teoretycznym wnioskiem, popartym doświad- czeniami w Borysławiu na wschodzie, a w Bochni na zachodzie, wiąże się i nasze przypuszczenie o prawdopodobieństwie istnienia nie tylko elemen- tów wgłębnych w oznaczonej strefie, ale i złóż bitumicznych w niektórych jej partiach. W podobnych warunkach elementy wgłębne nie są zjawi- skiem lokalnym; rozpościerają się one na wielkich przestrzeniach w kie- runku podłużnym — jeśli założymy, że istnieje wielka depresja u czoła nasunięć brzeżnych wypełniona, jak w naszym przypadku, warstwami neogenu. Na kulminacjach elementów wgłębnych mogą być napotkane większe złoża bitumiczne.

Bochnia-Wieliczka. — Pomiędzy Wieliczką a Bochnią zachodzą bardzo szczególne zjawiska. W Bochni, jak widzieliśmy, mamy jeszcze sfałdowania wgłębne, prawdopodobnie w związku z wielkim zapadliskiem przed czołem nasunięć karpackich, natomiast w rejonie Wieliczki na nieznacznej głębokości zbliża się już ku brzegowi Karpat sztywna płyta z wapieniami jury będąca południowym obrzeżeniem Wyżyny Małopolskiej. Wiercenia w Baryczu koło Wieliczki, jak dawno już wiadomo, napotykają wapienie jury w głęb. ok. 300 m.

Rejony Bochni i Wieliczki przedziela rozległa, wyginająca się łukiem ku płd. zatoka Gdowa, wypełniona warstwami tortonu. Gdzie znajduje się granica dzieląca różne ich podłoża i jaki jest dokładny charakter tej granicy, nie możemy na razie przewidzieć. Tu oczekujemy wskazówek od geofizyki. Badania grawimetryczne K. Maryniaka wykazują istotnie walne obniżanie się mas wgłębnych od Wieliczki ku wschodowi.

Wieliczka, jak wiadomo, jest jedną z najstarszych i najbardziej słynnych kopalń na kuli ziemskiej, ale i tutaj w ostatnich dopiero latach zbliżamy się do właściwego interpretowania budowy geologicznej. Masy solne Wieliczki są, opierając się na najnowszych badaniach A. Gawła, sfałdowaniami formacji solnej wygniecionymi spod brzeżnych nasunięć karpackich. Pomiędzy nasuniętym brzegiem Karpat a sztywnym podło- żem, jak było już zaznaczone, nie pozostawało wiele wolnej przestrzeni i dlatego elementy fliszowe wgłębne albo wcale się tu nie tworzyły, albo

musiały pozostać znacznie dalej ku płd.; natomiast plastyczne iły solne mogły wędrować daleko przed czołem nasuwających się karpackich elementów brzeżnych. Te elementy posiadają tu przypuszczalnie strukturę płaskiej bryły nasuniętej z dalszego południa na neogen. Gdzie znajdują się tzw. „korzenie" danego elementu, pozostaje pytaniem czekającym na odpowiedź.

Wieliczka-Cieszyn. — Sztywne podłoże najwidoczniej towarzyszy nieprzerwanie brzegowi Karpat na zachód od Wieliczki — daleko jeszcze poza Olzę. Jednak już w okolicy Skawiny stwierdzono karbon produktywny, który podściela w głębi brzeg Karpat w kierunku na Cieszyn i Frydek. W wymienionej strefie już przed kilkudziesięciu laty wykonano liczne wiercenia poszukiwawcze celem zbadania pokładów węglowych. Według notatek zachowanych w literaturze pod brzegiem karpackim miano napotkać paleogen.

Wiercenia poszukiwawcze, rozpoczęte w r. 1946 w Dębowcu i okolicy, zdobyły materiał, który rzuca nowe światło na strukturę brzegu Karpat w tej miejscowości. Przede wszystkim po przebiciu nasuniętych mas cieszyńskich napotkano szarą serię łupków marglistych i piaskowców, które, według spostrzeżeń Trnobranskiego i Pituły, wykazywały duże podobieństwo do tortonu w Daszawie. Wkrótce znalazła się także makro i mikrofauna (otwory Dębowiec 1, 2, 4, Simoradz 1a) określone przez Czarnockiego, Kowalewskiego i Pożaryskiego, które pozwalają istotnie zaliczyć pokłady pod brzeżnym nasunięciem Karpat Cieszyńskich do *dolnego tortonu.* W ten sposób stwierdzono fakt o bardzo doniosłym znaczeniu, że młodszy neogen sięga tu — i to, jak zobaczymy dalej, na znaczną odległość — popod Karpaty Zachodnie. Paleontolog Horcica z Hodonina oznaczył mikrofaunę z głębszych poziomów otworu Dębowiec 5 (554—633 m). Autor powyższy zalicza badany poziom już do *helwetu.*

Bliższe przyjrzenie się materiałowi skalnemu pod nasunięciem karpackim w okolicy Dębowca pozwala również wnioskować, że mamy tu do czynienia raczej z neogenem niż z paleogenem. Na wszystkich dziesięciu wierconych tu dotąd otworach pod nasunięciem stale zaznacza się podobna formacja geologiczna: są to szare, mało zwięzłe mikowe margliste łupki z nieregularnymi przewarstwieniami jasno szarych, drobnoziarnistych piaskowców, mających raczej soczewkowaty charakter. Warstewki piaskowców są cienkie, jedynie tu i ówdzie miąższość ich wzrasta do kilku metrów. Wydobyte rdzenie wykazują ułożenie poziome lub bardzo łagodne nachylenie. *Pod nasuniętym więc brzegiem Karpat Śląskich znajduje się neogen.*

Brzeżna strefa Karpat Śląskich zbudowana jest, jak wiadomo, warstw dolno kredowych — cieszyńskich. Nie będziemy tu ich opisyali; są to dobrze znane czarne łupki, wapienie, piaskowce, tu i ówdzie eregularnie rozrzucone gniazda i soczewki cieszynitów; niemal wszędzie zne bardzo spękania i żyły kalcytu. Całość niezwykle zaburzona teknicznie.

Na uwagę zasługuje dolna partia warstw cieszyńskich napotkana ierceniami na profilu poprzecznym liczącym ok. 7 km od Simoradza — ębowca na północy aż po Ogrodzoną na południu (por. rys. 7). W spągoej partii nasunięcia zaznacza się tu niekiedy szczególna bardzo seria poładów intensywnie zgniecionych i zdyslokowanych; są to różowe i ciemne pki i różnorodne piaskowce — całość przybiera niekiedy charakter zleieńca tektonicznego. Seria ta została wyróżniona przez Trnobranskiego ko pstra seria. Pochodząca stąd mikrofauna według oznaczenia Pożaryiego pozwala powyższe pokłady zaliczyć przypuszczalnie do eocenu i górej kredy. Mielibyśmy więc pod neokomem cieszyńskim młodszą odwróconą iejako serię warstw, która podściela tu brzeżne nasunięcie Karpat. Koenie jej są gdzieś daleko na południu, ku pólnocy zaś pstra seria wyłaia się aż na samym brzegu karpackim i ukazuje się tam w postaci różnoodnych rozrzuconych fragmentów na dużej przestrzeni przed czołem achodniego odcinka Karpat. Wszystkie one nie mają jednak korzeni głębi, tylko *tworzą roztarte podłoże wielkiej płaszczowiny cieszyńskiej.* Rzecz naturalna, że na pewnym szczeblu studiów w tym regionie były ne brane za zjawiska autochtoniczne, dziś jednak, na podstawie nowych oświadczeń zdobytych szczególnie przy pomocy wierceń, nie mamy już wątpliwości co do ich pochodzenia jako mas przesuniętych z południa a podścielających płaszczowinę cieszyńską (por. rys. 8 i 9).

Stare wiercenia poszukiwawcze dawno już stwierdziły, że pod brzegiem karpackim znajduje się karbon produktywny. Dopiero jednak nowe głębsze otwory wykonane w okolicy Dębowca pozwoliły zapoznać się dokładniej z pokrywą formacji węglowej. Wracamy znowu do poprzecznego profilu Ogrodzona-Dębowiec (rys. 7). Napotkano tu pod helwetem (850—950 m) grubą serię jasnych gruboziarnistych piaskowców przechodzących miejscami w zlepieńce z materiału kwarcowego. Seria ta na północy posiada ok. 200 m. miąższości, ku południowi jest cieńsza. Na razie nie ma żadnych danych, aby można było bliżej określić jej wiek. Piaskowce te mogą tworzyć jedno z dolnych pięter miocenu. Ze względu na to, że formacja powyższa jest bardzo charakterystyczna i odgrywa widocznie wielką rolę w spągowej partii miocenu, nazwaliśmy ją *warstwami dębowieckimi.*

Fig. 8

Płaszczowina cieszyńska w Karpatach Zachodnich

1. płaszczowina cieszyńska (kreda dolna) na tortonie gazonośnym tworząca brzeg Karpat Zachodnich; 2. torton gazonośny zapadający pod płaszczowinę; 3. element godulski (kreda)

Cieszyn nappe in the Western Carpathians

1. Cieszyn nappe (Lower Cretaceous) over the gasiferous Tortonian forming the edge of the Western Carpathian chain; 2. gasiferous Tortonian which dips under the Cieszyn nappe; 3. Godula element (Cretaceous)

W ułożeniu warstw dębowieckich dostrzegamy zaklęśnięcia w płd. rejonie Dębowca (Dębowiec 3 — strop 954 m), lekkie stopniowe wznoszenie się ku południowi (Ogrodzona — 910 m) i dość nagłe dźwiganie się ku północy (Dębowiec 5—850 m). Zgodnie z wymienionym układem otwory — południowy: Ogrodzona 1 i północny: Dębowiec 5 — przebiły warstwy dębowieckie i doszły do karbonu w głębokości 1020 i 1025 m. Jednak otwór Dębowiec 3, położony w partii synklinalnej, po przewierceniu serii dębowieckiej stwierdził w głęb. 1165—1174 m bardzo szczególne

okłady, mianowicie ukazywały się tu znowu różowe łupki i zlepieńce. Vypreparowana z nich szczupła mikrofauna, oznaczona przez Syniewską, ie pozwala na zupełnie pewne określenie wieku tego pokładu. Na razie ıożna by przypuszczać, że chodzi tu o górną kredę lub eocen. W synklinie ręc dębowieckiej mógł zachować się płat młodszej pokrywy karbonu, nieniszczonej przez erozję.

Karbon został napotkany według powyższego przez dwa otwory, ıianowicie Ogrodzona 1 i Dębowiec 5. W Ogrodzonej wiercono udarowo, ıateriał jest więc stąd bardzo fragmentaryczny. Od głęb. 1020—1097 m owtarzały się wśród łupków i piaskowców ułamki węgla kamiennego; ıatomiast na otworze Dębowiec 5 rdzeniowy materiał był bardzo dobry. V stropowej partii karbonu nawiercono doskonały *pokład kamiennego węgla o poziomym ułożeniu* (1054,54—1056,40 m). Niżej do głęb. 1195 m ıkazywały się czerwone łupki z florą karbońską oraz piaskowce i grube lepieńce z materiału karbońskiego. Miejscami nachylenie warstw wyıosiło 22°. Flora z otworu Dębowiec 5 prawdopodobnie pozwoli na bliższe ɔznaczenie stratygraficzne charakteru napotykanych warstw.

Rozpoznane formacje napotkane w rejonie Dębowca oraz ich układ ıie odnoszą się tylko do jednego profilu pomiędzy Ogrodzoną a Dębowcem, lecz mają one szersze regionalne znaczenie, czego dowodem jest jeszcze podłużny profil ustalony również wierceniami pomiędzy Dębowcem ı Skoczowem. Obejmuje on przestrzeń Karpat brzeżnych ok. 6 km na długość. I tutaj widzimy płasko leżącą bryłę warstw nasuniętych tj. kredy cieszyńskiej z podścielającą młodszą pstrą serią, poniżej zaś nasunięcia — wielkie masy tortonu i helwetu, wreszcie warstwy dębowieckie i karbon. Jak z powyższego profilu wnioskować można, podobny układ wzdłuż brzegu Karpat widocznie rozpościera się jeszcze daleko na wschód i zachód od Dębowca.

Przesuwanie się wielkich brył Karpat brzeżnych oraz Przedgórza w neogenie. — Rozważania nasze na temat budowy zachodniego brzegu Karpat wymagają pewnych teoretycznych uzupełnień. Uderza nas zdumiewające zjawisko owej płaskiej bryły cieszyńskiej oderwanej od swego podłoża i nasuniętej na neogen Przedgórza. Mogliśmy ją śledzić, jak to było omówione, zaczynając od brzegu Karpat na odległość ok. 7 km w głąb łańcucha ku płd., ale i tam na południu nie ma jeszcze żadnych oznak, aby masy nasunięte miały gdzieś blisko łączyć się z podłożem. Nasunięcie kredy cieszyńskiej stwierdzono wierceniem również w Goleszowie, tj. przeszło 10 km od brzegu ku południowi. *Bryla cieszyńska jest doskonale odkluta i oderwana od swojej podstawy.*

Z fragmentów warstw różowych napotkanych nad stropem karbonu w Dębowcu można przypuszczać, iż gdzieś dalej ku płd. ten przypuszczalny paleogen czy kreda rozwija się szerzej jako pokrywa starego masywu hercyńskiego i że stamtąd właśnie pochodzi owa pstra seria podścielająca płaszczowinę cieszyńską. Z jakiej odległości dokładnie — tego nie możemy na razie przewidzieć.

Wiemy, że kreda dolna płaszczowiny cieszyńskiej jest bardzo zdyslokowana. Na przytoczonym np. profilu poprzecznym (por. rys. 9) nie dało się wyróżnić żadnych form specjalnych. Otwory wiertnicze napotykały tu stale wielką zmienność w charakterze i układzie warstw bez możności powiązania ze sobą poszczególnych fragmentów.

Fałdowania kredy cieszyńskiej należą, jak wiemy, do starszych fałdowań karpackich; zachodziły one przed osadzeniem się warstw wierzowskich, niezgodnie przykrywających serię cieszyńską, która fałdowała się w czasie pomiędzy neokomem a barremem. W przeciwieństwie do tego wielkie odkłucie sfałdowanej i już sztywnej bryły cieszyńskiej oraz przesunięcie jej z całym gmachem zostało dokonane w neogenie, jak w danym przypadku — po dolnym tortonie.

Ten ruch bryłowy o wielkim zasięgu ma swoją analogię na Przedgórzu Karpat Wschodnich. Poznaliśmy i tam zjawisko oddarcia całej serii stebnickiej od jej podłoża i przesunięcia jej na układ młodszy — warstwy daszawskie, prawdopodobnie wiekowo zbliżone do tych, jakie podścielają płaszczowinę cieszyńską. Naturalnie na wschodzie działo się to pod ciśnieniem i z przesuwaniem się na zewnątrz całego wschodniego brzegu Karpat.

Wynika więc, że cały nasz brzeżny łuk karpacki w granicach studiowanych dotąd ściślej, oprócz powszechnie znanych fałdowań, posiada jeszcze dyslokacje innego typu. Są to wielkie bryły odkłuwane i przesuwane pod ciśnieniem mas wgłębnych rozmieszczonych dalej na płd. Ten typ przesunięć bryłowych czy też płaszczowinowych obejmuje nie tylko brzeżną strefę Karpat właściwych, ale w niektórych rejonach i Przedgórze młodsze.

Fałdy karpackie popularyzowane u nas często pod nazwą antyklin i synklin są to zjawiska bardziej powierzchniowe, tworzą one jakby architektoniczne ozdoby gmachu o głębokich fundamentach i potężnej głównej konstrukcji. Dopiero jednak owe olbrzymie odkłucia i przesuwania całych brył na wielkie przestrzenie nadają zasadniczy wyraz całości. Do tej drugiej kategorii należą dyslokacje powodujące, że nasz łańcuch karpacki przesuwa się jako zwarta masa ku zewnętrznym peryferiom.

Dyslokacje podobnego rodzaju są dobrze znane w strukturze alpejskiej, ich daleki i głęboki zasięg widoczny jest w wysokich górach bądź na

owierzchni, bądź też wywnioskowany jest tam niekiedy na drodze dedukcji. Jasz techniczny aparat w postaci wierceń głębokich, którym posługujemy ię dla celów praktycznych, pozwala nam jednak niekiedy szczególnie doładnie jakby podpatrzeć bezpośrednio wielkie tajemnice natury. Spomięzy zjawisk tego rodzaju na szczególną uwagę zasługuje nasunięcie bryły tebnickiej na przedpole Karpat Wschodnich. Jest to rzadko spotykane jawisko; było ono możliwe dzięki specjalnym warunkom geologicznym, jakich znalazło się Przedgórze Wschodnie. Decydujące znaczenie miała u wielka regionalna depresja, wypełniona neogenem pomiędzy sztywnymi łytami na północy, wschodzie i zachodzie.

Przy rozważaniach na temat powyższy nie można nie wspomnieć wietnych mistrzów geologii alpejskiej jak M. Bertranda, Alberta Heina *(4)*, M. Lugeona *(5)*, E. Arganda *(1)*, R. Stauba *(6)*, którzy mieli wspaniały teren dla swoich spostrzeżeń; potrafili oni tak wiele uczynić dla wyjaśnienia genezy Alp, których same formy zdumiewają ogromem zjawisk tektonicznych. Nasze Karpaty przy zachowaniu bardziej skromnej szaty jednak także żyją swoistym życiem Ziemi.

Stare dyslokacje, jakie zachodziły w ubiegłych czasach wewnątrz łańcucha karpackiego, odradzają się z młodzieńczą energią w nowych epokach — na zewnętrznych peryferiach łuku. Opadające fale pobudzają nowe do życia. Dynamika wielkich mas górskich trwa wiecznie.

Zakopane, grudzień 1948

LITERATURA — REFERENCES

1. ARGAND E. La tectonique de l'Asie. Congrès Géol. Int., C.-R. 1924.
2. CHLEBOWSKI T. Spostrzeżenia geologiczne z miocenu Kałusza i Bochni. (Observations géologiques du Miocène de Kałusz et Bochnia). Biul. P. I. G. (Bull., Service Géol. de Pologne), 29, Warszawa 1947.
3. CIZANCOURT H. O budowie przedmurza Karpat Wschodnich (Sur la structure de l'avant-pays de Carpathes Orientales). Stacja Geol., Biul. 12 (Station Géol., Bull.), Borysław 1925.
4. HEIM ALB. Geologie der Schweiz. 1916—1922.
5. LUGEON M. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes. Congrès Géol. Int., C.-R. IX-e Sess. Vienne 1903.
6. STAUB R. Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, 1924.
7. SUESS E. La face de la Terre, p. 1—111. 1921.
8. TOŁWIŃSKI K. Objaśnienie arkusza Skole (Explication de la feuille Skole). P.I.G. (Service Géol. de Pologne). Warszawa 1937.
9. Karpaty Wschodnie, mapa geologiczna (Karpates Orientales, carte géologique). 1:200.000. Borysław—Lwów 1939.

The Carpathian Marginal Region (Summary). — The relation of the Carpathian Flysch Marginal Region to the neighbouring Neogene Foreland has been the subject of consideration and discussion among geologists. Direct studies of the structure of that area were rather difficult owing to the region being covered, and it is no wonder that the conclusions reached were various. The first light on the complicated relations of this Carpathian border zone was thrown by deep oil drillings.

It was proved in Borysław that the Flysch depth fold[1] is overthrust together with so called 'skiba' (great scale or furrow-slice) elements as a great block over the salt beds (Miocene) of the Foreland. This overthrust very probably extends far in the SW direction over an area of many square kilometers. The tectonic elements which cover the Borysław depth fold are also thrust over it. They are composed of a number of structural units which are thrust over one another in a similar way; their importance in the structural pattern of the Eastern Carpathians is considerable. These elements vary in width between a few km and 20 km and are sometimes some hundreds of km long and consists of full Flysch series of the Eastern Carpathian cover. The above units were named 'skibas' by the Polish Carpathian geologists (see Borysław profile, fig. 1 and 9).

The chief overthrust of the Eastern Carpathian border zone on the Foreland took place after the formation of salt beds, i. e. probably during the post-Helvetian age.

Close to the outer border of the Eastern Carpathians and about 50 km wide lies a zone of the Foreland which extends as far as the Podolian Plateau. At the edge of the Carpathians there are first severely disturbed salt beds; close to the outer side of them a wide belt of pink Stebnik marls lies, referred to the Lower Tortonian. They are usually gently folded and most probably transgress upon salt clays. The Stebnik zone is hidden westward under the Carpathians within the Przemyśl neighbourhood and toward the SE becomes considerably narrower forming on the Foreland of the Pokutie Carpathians a crumpled belt only several hundreds meters wide.

The outer margin of the Stebnik formation is of a special importance: it lies close to the greatly developed series of the younger Tortonian, i. e. to the so called Daszawa formation. Gas fields occur within this last formation on the southern margin, near the boundary line with the Stebnik beds. The gas has been exploited for many years in great mines in Daszawa near Stryj and Opary near Drohobycz; their presence was

[1] Depth fold = a great recumbent fold which is here pushed over toward NE. In its core we find all elements of the Carpathian Border Zone.

so proved eastward, near Kalusz and westward in Chodnowice in similar geological situation.

Geological observations made on the surface and gas drillings have roved that the Daszawa beds of the younger Tortonian dip under the tebnik formations of the Lower Tortonian and that, not only in this case, ut northward from the border mentioned the Stebnik beds don't occur owhere under the younger Tortonian. The Daszawa beds are underlain y the anhydrite horizon which covers the formations — probably Iezozoical — belonging to the Podolian Plateau. The Stebnik beds were lso sheared off here from the substratum, folded and thrust over the ounger Daszawa formation in the NE direction as a large block.

The above is not a local phenomenon and we find a similar tectonic attern on the extent about 200 km long from Przemyśl up to the Pokutie Carpathians, and eastward from the Czeremosz valley. The Stebnik nasses represent a passive element; they were folded and displaced nder the pressure of Carpathian border blocks and we may consider iere, in consequence, a distinct example of the rejuvenation of tectonic novements. Owing to the above there was formed in the Foreland a great ectonic element that could be named the Stebnik nappe. It can be defined s a nappe in an embryonic stage, but it nevertheless possesses all features of such a structural element. Two different foreland facies: the Stebnik nd Daszawa ones are here close to each other; we have to deal here with he fact of a complete shearing off of a great block from its roots and of its dislocation upon a younger formation on a probably great space.

A great number of deep oil drillings in Borysław carried out on the emerged depth element, as well as on its southward prolongation ipon the overthrust Flysch border masses, have made possible a recognition of the relations of Carpathian blocks which cover the salt foreland. The geologic structure of the whole area of the border Carpathians between Przemyśl and the Czeremosz valley is not so distinct, of course, but we may observe here also facts which allow us properly to understand the existing relations.

Great masses of the Borysław depth element up to 2000 m of thickness do not disappear directly near Borysław; they are stretched far off east- and westward in the same way as the overlying higher 'skibas'. Further off, eastward, the depth elements sometimes occur on culmination points at the surface owing to the undulation of the longitudinal axis of the mountain chain; we may observe it in Majdan, Rypne, Bitków and at last in the direction of the Czeremosz valley where they form on the surface a whole mountain chain, viz. the Pokutie Carpathians. The depth element has been proved by drillings in Bitków and in Borysław under the

border overthrust, but its shape in Bitków is not uniform but scaled. In the Pokutie Carpathians, however, we may see a number of folds which emerge on the surface from the great depression of the Prut river in the SE direction. The Pokutie Carpathians are also overthrust, of course, upon the salt formation. The anhydrite bottom of this formation dips under the edge of the mountains to the 1700 m in depth in relation to the sea level (proved seismically). The Pokutie Carpathians form in consequence a great regional transversal uplift joined with the uplift of the opposite Podolian Plateau (Carpathian-Podolian culmination).

The depth element or its scale emerges from the Popiele depression in Nahujowice, NW from Borysław, and we do not meet it again anywhere on the surface; we may only conclude from the major culmination of the border element within the neighbourhood of Stary Sambor, that the depth element probably rises up here. The border, as probably the depth fold as well, submerge deeper and deeper towards Przemyśl, and they are hidden under higher overthrusts.

The depth folds do not occur any more on the surface between Przemyśl and Bochnia. The border zone of the mountains is generally concealed in that area and we find here great depressions which have been proved gravimetrically and seismically, but probably in that area there also exist depth folds subject in their transverse culminations and depressions to the same laws as in the east. Only further investigations, and test drillings will explain these relations.

We meet, however, in Bochnia a peculiar phenomenon again, viz. on the surface there occurs a depth fold, though with a very irregularly developed and crushed Flysch core, coated with salt beds [3]. The salt mine in Bochnia is placed on the northern limb of that element and the southern, flat one, dips under the border Carpathians. Drillings carried out lately in the southern zone of the Bochnia fold have proved considerable gas manifestations at a relatively small depth.

Great changes of the character of the deeper substratum occur on the Carpathian Marginal Region between Bochnia and Wieliczka; the zone

---

[3] The author's last observations, however, incline him to another interpretation of the Carpathian Border Zone structure in the neighbourhood of Bochnia. The Flysch does not form here the core of a fold usually coated on its both limbs with the Neogene, but is rather the base of a depth fold. The underlying Flysch together with the younger cover was sheared off and thrust in the form of a 'skiba' over the Neogene of the Foreland. The severely disturbed Flysch formations which lay at the bottom of the Bochnia 'skiba' zone find in this way their explanation *(Author's note of December 1949).*

es on a thin Miocene bed in the neighbourhood of Wieliczka and directly nder this bed there occurs the Upper Jurassic plate which is prolongation of the Małopolska Upland in the S direction. Drillings ave already reached Jurassic in Barycz near Wieliczka at the depth f about 300 m. Salt deposits in Wieliczka represent irregular, considerably rushed folds wedged between the above stiff platy substratum and the verthrust Carpathian border zone within the Lower Tortonian series. 'he Carpathian overthrust visible here as well, reaches, however, much urther southward from Wieliczka.

The boundary which divides the Bochnia profound folding from the ·laty structure within the Wieliczka substratum probably occurs within he Gdowa gulf, but this may be proved only geophysically as the whole ;ulf is filled with transgressing younger Miocene (younger Tortonian).

The platy Mezozoic substratum of Wieliczka extends westward ınder the mountain border zone with the only difference that Carbonian ılready occurs in that direction between Wadowice and Cieszyn (Teschen) urther westward. Gas drillings carried out during the last few years n the neighbourhood of Dębowiec (between Bielsk and Cieszyn) have roved that under the overthrust masses of the Lower Cieszyn Cretaceous Neogene is present, sometimes over 1000 m thick northward on the Carpathian Marginal Region, and somewhat thinner southward. The upper part of this Neogene, under the Cieszyn overthrust, is considered ıt present as belonging to the Lower Tortonian, the middle one probably o the Helvetian, and the lower (Dębowiec bed) may belong to the lower stages of Miocene; this fact, however, is still to be proved.

Neogene in the neighbourhood of the Carpathian Marginal Region and further on northward contains natural gas which is also known to exist within the underlying Carbonian. The overthrust Cieszyn Lower Cretaceous is underlain (over the Neogene) by a greatly disturbed series or variegated shales and sandstones which probably belong to younger Cretaceous or Palaeogene. Fragments of similar beds were met from time to time in bore holes directly at the top of Carboniferous — under the Neogene.

The Cieszyn block is composed of very irregular folded and sometimes greatly crushed Cretaceous beds (shales, limestones, Cieszyn sandstones with calcite veins, teschenites), but, as a whole, it forms a flat mass, only several hundred meters thick, extending over 10 km from the Carpathian Marginal Region in a transverse southward direction, as was proved by bore holes between Dębowiec-Ogrodzona-Goleszów. Neogene (Lower Tortonian) was met everywhere under the overthrust Cretaceous

(Dębowiec-Ogrodzona). We may conclude from the above, that the character of the Cieszyn nappe is that of a block completely sheared off from its substratum. It was overthrust on its outer edge in the post-Lower Tortonian age.

We have already become acquainted with the phenomenon of the overthrust of great masses in the post-Lower Tortonian when studying the Eastern Carpathians Foreland. We have proved there, however, that the dislocation of the whole border Carpathians and the stress over the Foreland masses have caused the shearing off and thrusting of the large Stebnik block over the Daszawa beds. In the Western Carpathians the whole Flysch Carpathian border was somewhat overthrust over the Lower Tortonian beds; this was probably caused by the fact that these beds were not very thick and that they contained at their base a stiff Hercynian Carboniferous plate which was at that time already folded.

The large blocks sheared off from the Carpathian Marginal Region dip, of course, very far southward inside the mountain chain. Dislocations of this kind were already predisponed at the depth in much older ages. Today the youngest tectonic dislocations on the outer Carpathian border zone have been proved and we may consider them as an reflection of a structural pattern of wide extent and remote date.

KAZIMIERZ KOWALEWSKI

O miocenie okol. Rybnicy pod Klimontowem

Z inicjatywy Jana Czarnockiego i korzystając z zapomogi ówczesnego Towarzystwa Muzeum Ziemi zająłem się w roku 1937 zbadaniem stratygraficznym oraz faunistycznym miocenu okol. Rybnicy. Odsłonięcie to, zawierające pięknie zachowaną faunę, po raz pierwszy stwierdzone było przez Jana Samsonowicza i było częściowo eksploatowane przeze mnie, później zaś przez W. Friedberga. Eksploatacje te miały charakter raczej przygodny i nie dawały obrazu całości fauny, która, jak się okazało, pod względem liczby gatunków przedstawia się dość bogato (109 gat.). Dotychczas nie była znana jej dokładna pozycja stratygraficzna. W poprzedniej swej pracy *(2)* uważałem piaski rybnickie za odpowiednik warstw podlitotamniowych i za równorzędne iłom korytnickim, jak się okazało — niesłusznie. Przeprowadzone bowiem przy pomocy robót ziemnych badania dowiodły, że piaski rybnickie są wyższe stratygraficznie: leżą powyżej wapienia litotamniowego, i w ten sposób należą do młodszego ogniwa naszego miocenu.

Odsłonięcie w Rybnicy położone jest na wschód od wsi. Na szczycie wzgórza występują zdala widoczne łomy piaskowca, piaski oraz wapienie detrytyczne miąższości do kilkunastu metrów, o faunie dość ubogiej, należącej jednak niewątpliwie do dolnego sarmatu. Poniżej, w małym parowie odsłaniają się w ścianie piaskowce, gruboziarniste zlepieńce sarmackie i niżej leżące piaski i żwiry tortonu.

Stosunek tych warstw względem siebie unaocznia podany niżej profil, który dochował się szczęśliwie w materiałach dyr. J. Czarnockiego. Odsłonięcie to, sztucznie pogłębione, widzimy na str. 44.

Jak można zaobserwować w małym parowie bocznym tuż przy drodze do łomów na szczycie wzgórza, utwór ten leży bezpośrednio na cienkiej warstewce, złożonej z luźno spojonych brył litotamniowych, które z kolei leżą bezpośrednio na szarogłazie kambryjskim.

Ze żwirów (warstwa 8, 10) pochodzi liczna fauna, obejmująca ogółem 109 gatunków, którą wymieniam poniżej (zbiór ten, przechowywany przez Towarzystwo Muzeum Ziemi, został, niestety, zupełnie zniszczony w czasie wojny).

	Korytnica	Małoszów	Bogucice	Olesko-Podho-rzec
Tornatina truncatula Brug.	+	+	+	+
Tornatina lajonkaireana Bast.	+	—		+
Bullinella convoluta Brocc.	+	+	+	+
Scaphander lignarius L.	+		—	
Ringicula auriculata Men.	+	+	+	+
Patella rybnicensis Friedb.			—	+
Fissurella graeca L.	+	+	—	+
Clanculus araonis Bast.	—	—	+	+
Gibbula rybnicensis Friedb.	—	—		+
Phasianella globosa Friedb.	+	+	—	—
Tectarium kostejense Boettg.	+	—		+
Neritina picta Fer.	+	+	+	+
Eulimella conulus Eichw.	+	+	+	—
Eulimella subalpina Sacco	+	—	—	—
Turbonilla pseudoterebralis Sacco	+	—	—	—
Turbonilla spiculum Eichw.	+	+	+	—
Turbonilla scala Eichw.	+	—	+	—
Odontostomia plicata Mont.	+	+	+	—
Odontostomia conoidea Brocc.	+	+	—	+
Pyrgulina interstincta Mont.	+			—
Pyrgulina interstincta var. *terebellum* Phil.	+	—	+	—
Pyrgulina sextona Friedb. non Cossm.	+	—	—	—
Pyrgulina indistincta Mont. var.	+	—	—	—
Natica helicina Brocc.	+	+	+	+
Fossarus costatus Brocc.	+	+	—	+
Littorina nov. sp.	—	—	—	—
Hydrobia frauenfeldi Hoern.	+	—	—	+
Hydrobia stagnalis Bast.	+	—		—
Hydrobia hoernesi Friedb.	+	—	—	+
Rissoina decussata Mont.	+	—	+	+
Setia laevigata Eichw.	+	—	—	—
Setia exigua Eichw.	+	—	—	—
Turbella acuticosta Sacco	+	+	—	+
Alvania curta Duj.	+	+	—	—
Alvania montagui Payr.	+	+	+	+
Manzonia zetlandica Mont., var. *miocrassicosta* Sacco	+	+	+	—
Manzonia partschi Hoern.	+		—	
Scala duboisi Friedb.	+	—		—

	Korytnica	Małoszów	Bogucice	Olesko-Podho-
Vermetus intortus Mont.	+	+	+	+
Sandbergeria perpusilla Grat.	+	+	+	+
Potamides mitralis Eichw. var.	—	—	+	+
Potamides cf. *melanopsiformis* Auing.	—	+	—	—
Terebralia lignitarum Eichw.	+		—	+
Terebralia bidentata Grat.	+	+	+	+
Merica fenestrata Eichw.	+	—		—
Merica fenestrata var. *gracilis* Friedb.	+	—	—	—
Teres anceps Eichw.	+		—	—
Raphitoma harpula Brocc.	+	—	—	+
Asthenotoma pannus Bast.	+	+	—	+
Murex tortuosus Sow.	+		—	+
Murex vaginatus Jan.	—	—	—	—
Murex confluens Eichw.	+	—	—	+
Chenopus pes-pelecani Phil.	+			+
Purpura exilis Partsch.	+	—		—
Cassis miolaevigata Sacco	+	—	—	—
Nassa coarctata Eichw. var. *zboroviensis* Friedb.	—	—		+
Mitra friedbergi Cossm. & Peyr.	+	—		—
Mitra incognita Bast.	+	—		—
Mitra bouei Hoern. & Auing.	+	—	—	—
Terebra acuminata Bors.	+	—	—	—
Terebra basteroti Nyst.	+	—	—	—
Sigaretus striatus des Serres	+	—		+
Cuspidaria cuspidata Olivi	+	—	—	—
Ensis rollei Hoern.	+	—		[illegible]
Corbula gibba Olivi	+	+	+	+
Glycimeris menardi Dsch. (= *rudolphi* Eichw.).	+	—	—	+
Lutraria lutraria L.	+	—	—	—
Ervilia pusilla Phil.	+	+	+	+
Gastrana fragilis L.	+	—	—	+
Donax sallomacensis Cossm. & Peyr.	—	—	—	—
Circe minima Mont.	+	+	+	+
Venus subplicata Bast. var. *orientalis* Friedb.	—	+	—	+
Venus cincta Eichw.		—	+	+
Venericardia scalaris Sow.	+	—	—	—

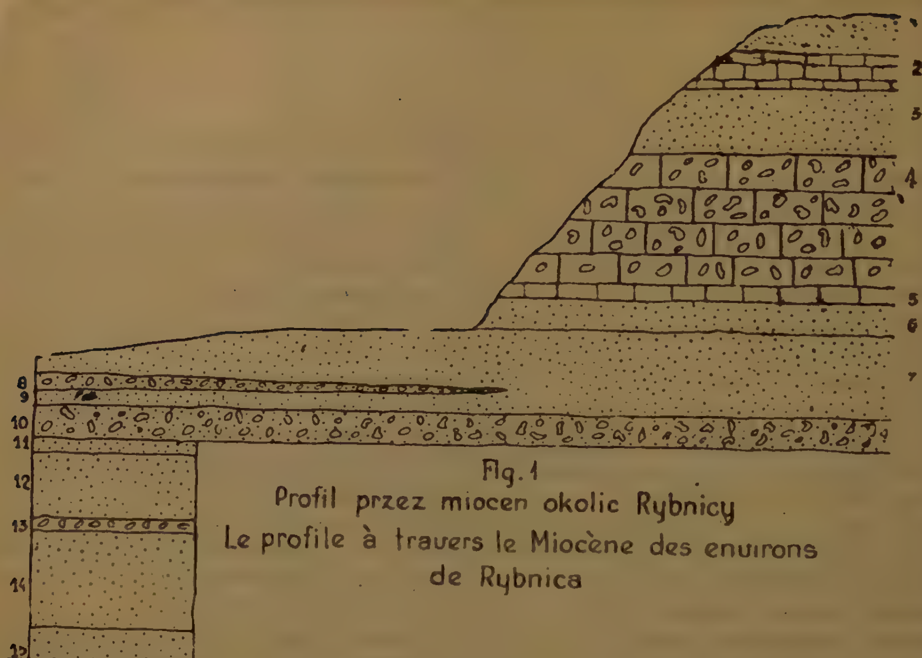
	Korytnica	Małoszów	Bogucice	Olesko-Podhorzce		Korytnica	Małoszów	Bogucice	Olesko-Podhorzce
eretrix italica Defr.	+		+	+	*Limnocardium* cf. *praeplicatum* Hilb.	—	—	—	+
ocardia cor L.	—		+	+	*Nucula nucleus* L.	+	+	+	+
ripes dentatus Bast. var. *nivea* Eichw.	+	+		+	*Arca diluvii* Lam.	+	+	+	—
ripes dujardini Desh.	—	+	—	+	*Arca clathrata* Defr.	+	—	—	+
dokia decussata da Costa	+	—		—	*Arca lactea* L.	+	+	+	+
itetia nitida Reuss.	+	+	—	+	*Arca barbata* L.	+	+	+	+
ama gryphoides L.	+	+	+	+	*Pectunculus glycimeris* L. var. *pilosa* L.			+	+
ellya sebetia da Costa	—	—		+	*Leda fragilis* Chemn.	+	—	—	+
assatella concentrica Duj.	—		—	—	*Modiolaria an. condita* May.	—	—	—	—
icina borealis L.	—	—	+	+	*Modiolaria hoernesi* Reuss.	—	+	—	—
icina borealis L. var. *affinis* Eichw.	—		—	+	*Congeria sanderbergeri* Andrz.	—	—	—	+
ardium paucicostatum Sow.		+	—	+	*Plicatula mytilina* Phil.	+	—	—	+
ardium praeechinatum Hilb.	—	—	—	+	*Chlamys scissa* Hilb. var.	—	—	+	—
ardium rybnicense Friedb.		—		—	*Chlamys scissa* Hilb. var. *wulkae* Hilb.				—
ardium subhispidum Hilb.	—		—	+	*Chlamys resurrecta* Hilb.	—	—	—	—
immocardium plicatum Eichw. var.	—	—		+	*Chlamys rybnicensis* Friedb.	—	—	—	—
imnocardium holubicense Hilb.	—	—	—	+	*Chlamys łomnickii* Hilb.	—	—	—	—
					Ostrea digitalina Dub.			+	+

Do gatunków występujących gromadnie w zespole tutejszym należą: *Ostrea digitalina* Dub., *Pectunculus glycimeris* L., var. *pilosa* L., *Venus subplicata* Bast. var. *orientalis* Friedb., *Nassa coarctata* Eichw., var. *zboroviensis* Friedb.

W mniejszym stopniu gatunkami pospolitymi będą: *Venus cincta* Eichw. *Loripes dentatus* Bast., var. *nivea* Eichw., *Potamides mitralis* Eichw. var., *Asthenotoma pannus* Bast.

Stosunki stratygraficzne, w jakich występuje fauna rybnicka, przedstawiają się następująco:

Żwiry rybnickie i będące w ich spągu piaski leżą na wapieniu litotamniowym, kryte zaś są piaskami z gromadnie występującymi *Ervilia pusilla* Phil. Utwór ten z kolei kryty jest przez całą serię sarmatu: u góry piaszczystą, u spodu zlepieńcową. Otoczaki wapienia syndesmyowego w sarmacie tutejszym dowodzą, że nad warstwą erwiliową w okol. Rybnicy występowała cała seria iłów krakowieckich wraz z wapieniami syndesmyowymi, którą zmyła transgresja sarmacka.



(Objaśnienie patrz str. 45)

Jak wiadomo, w wielu punktach pd. zbocza Gór Świętokrzyskich występują utwory miocenu leżące bezpośrednio na wapieniu litotamniowym, a składające się z następujących warstw:

1) iły łupkowe tzw. krakowieckie w dolnej swej części z wkładkami wapieni syndesmyowych z *Syndesmya reflexa* var. *scythica* Sok.

2) gipsy, wapienie porowate i towarzyszące im margle pektenowe z *Pecten neumayri* Hilb.

3) margle lub piaski z *Ervilia pusilla* Phil., *Modiolus hoernesi* Reuss.

4) piaski i margle mniej lub więcej glaukonitowe z fauną charakterystyczną przegrzebkową złożoną z gat. *Chlamys scissa* Favre i jemu pokrewnych, jak również *Pecten koheni* Fuchs, *P. denudatus* Reuss. Osady te zaliczyłem do warstw baranowskich *(2)*, s. 56—60. Potwierdziły to również badania J. Czarnockiego *(1)*.

Całą tę serię warstw uznałem za odpowiednik „iłów krakowieckich" i zaliczyłem swego czasu do górnego tortonu, w przeciwieństwie do warstw leżących pod litotamniami, zaliczanych do dolnego tortonu. Łomnicki *(6)* i Czarnocki *(1)*, s. 133—5, wreszcie inni uważają warstwę erwiliową za graniczną pomiędzy tortonem dolnym a górnym.

Fig. 1

Licząc od góry ku dołowi widzimy tu warstwy następujące:

1)	piaski glacjalne	0,75 m
2)	piaskowce cienko płytkowe sarmackie z detrytem muszlowym z *Ervilia podolica* Eichw.	0,50 „
3)	piasek żółty, gruboziarnisty	1,00 „
4)	zlepieńce sarmackie złożone z dość gruboziarnistego detrytu litotamniowego, kulistych otoczaków kolonii nulliporów oraz częściowo szarogłazu kambryjskiego. Pomiędzy otoczakami trafiają się również ułamki wapieni syndesmyowych z *Syndesmya reflexa* Eichw. var. *scythica* Sok. Jest to tzw. dolny zlepieniec sarmacki, dość często wykształcony na obszarze sandomierskim, zawierający otoczaki skał lokalnych. Występująca w nich fauna oprócz form typowo sarmackich jak *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Potamides mitralis* Eichw., *Ervilia podolica* Eichw. zawiera domieszkę form tortońskich, pochodzących niewątpliwie z podłoża lokalnego, jak *Pectunculus glycimeris* L., var. *pilosa* L., *Venericardia scalaris* Sow., *Venus cincta* Eichw. oraz *Nassa coarctata* Eichw. var. *zboroviensis* Friedb.	2,00 „
5)	piaskowiec płytkowy	0.25 „
6)	piasek biały drobnoziarnisty z *Ervilia podolica* Eichw.	0,50 „
7)	piaski tortońskie białe drobnoziarniste z gromadnie występującymi *Ervilia pusilla* Phil., *Modiolus hoernesi* Reuss., w mniejszym stopniu *Loripes dentatus* Bast., var. *nivea* Eichw., *Ensis rollei* Hoern. . .	1,00 „
8)	żwiry w piaskach j. w. z bogatą fauną tortońską, złożone ze słabo otoczonych skał lokalnych, głównie szarogłazu kambryjskiego, rzadziej piaskowca dolnego dewonu	0,30 „
9)	piaski białe z *Lucina borealis* L.	0,20 „
10)	żwiry jak w poz. 8), zawierające łącznie bogatą, gdyż przeszło sto gatunków obejmującą faunę	0,50 „
11)	piasek biały z domieszką ciemnych ziaren glaukonitu bez fauny . .	0,25 „
12)	piasek żółtawozielony, nieco ilasty, glaukonitowy, z *Loripes dujardini* Desh., *Isocardia cor* L., *Nassa coarctata* Eichw.	1,00 „
13)	żwir o składzie jak w poz. 8, 10, o faunie zubożałej, z *Nassa coarctata* Eichw., *Asthenotoma pannus* Bast., *Pectunculus glycimeris* L., var. *pilosa* L.	0,20 „
14)	piaski szarozielonawe bez fauny	1,50 „
15)	piaski żółtawe z *Lucina borealis* L.	0,75 „

Succession des couches en commençant par le sommet de la coupe: 1. sables glaciaires; 2. grès finement plaqueté à *Ervilia podolica;* 3. sable jaune; 4. conglomérat composé de détrits et des galets lithothamnieux; 5. grès feuilleté; 6. sable à *Ervilia podolica;* 7. sable blanc à *E. pusilla;* 8. gravier avec faune du Tortonien; 9. sable blanc à *Lucina borealis;* 10. gravier (voir Nr 8); 11. sable blanc sans faune; 12. sable jaune-verdâtre, argileux; 13. gravier comme ci-dessus avec faune du Tortonien; 14. sable sans faune; 15. sable jaunâtre à *L. borealis*

Nie ulega wątpliwości, że granica ta jest ostra i tym dostatecznie umotywowana, jednak związane z nią warstwy dolne, tj. baranowskie, stale występujące z warstwą erwiliową, posiadają w składzie swej fauny pewne elementy odrębne od warstw tortonu dolnego i wskazujące, że wyodrębnienie górnego tortonu zaczęło się już w warstwach baranowskich, o czym będzie poniżej.

Rozporządzając obecnie dużą liczbą form pochodzących z Rybnicy możemy przeprowadzić analogie z zespołami faunistycznymi innych poziomów naszego miocenu, pochodzących z obszaru świętokrzyskiego, krakowskiego oraz Podola.

1) Porównując faunę Rybnicy z fauną warstw podlitotamniowych, których klasycznym przykładem jest Korytnica, dochodzimy do wniosków następujących:

Na 109 gatunków mięczaków Rybnicy jest 71, tj. 65%, wspólnych z Korytnicą. Na oko stosunek procentowy, a więc i zbliżenie faunistyczne wydaje się dość duże; w rzeczywistości, rozpatrzywszy okoliczności temu towarzyszące dokładnie, dochodzimy do wniosków wręcz przeciwnych. Nie należy bowiem zapominać, że w zespole Korytnicy, obejmującym, jak wiadomo, kilkaset gatunków, form obojętnych będzie więcej aniżeli w jakichkolwiek innych zespołach; one to stanowią w przeważającej części owe formy wspólne. W Korytnicy występuje prócz tego przewaga form, których nawet rodzaje nie występują w Rybnicy i które faunie korytnickiej nadają specjalny charakter, tzw. „wiedeński". Wreszcie fauna przegrzebków Korytnicy jest zgoła inna: z gatunków takich jak *Pecten cristatus* Lam., *P. scabrellus* Lam., *P. aduncus* Eichw. ani jeden nie występuje w zespole fauny rybnickiej. Najciekawsze więc będą te formy rybnickie, które nie występują wcale w iłach Korytnicy. Do gatunków tych należą: *Nassa coarctata* Eichw. var. *zboroviensis* Friedb., *Patella rybnicensis* Friedb., *Clanculus araonis* Bast., *Gibbula rybnicensis* Friedb., *Littorina* nov. sp., *Potamides mitralis* Eichw. var., *P.* cf. *melanopsiformis* Auing., *Murex vaginatus* Jan., *Donax sallomacensis* Cossm. & Peyr., *Venus subplicata* Bast. var. *orientalis* Friedb., *V. cincta* Eichw., *Isocardia cor* L., *Loripes dujardini* Desh., *Kellya sebetia* da Costa, *Crassatella concentrica* Duj., *Lucina borealis* L., *L. borealis* L. var. *affinis* Eichw., *Cardium paucicostatum* Sow., *C. praeechinatum* Hilb., *C. rybnicense* Friedb., *C. subhispidum* Hilb., *Limnocardium plicatum* Eichw., *L. holubicense* Hilb., *L.* cf. *praeplicatum* Hilb., *Pectunculus glycimeris* L., var. *pilosa* L., *Modiolaria* an. *condita* May., *M. hoernesi* Reuss, *Congeria sendbergeri* Andrz., *Chlamys scissa* Hilb. var., *Chl. scissa* Hilb. var. *wulkae* Hilb., *Chl. resurrecta* Hilb., *Chl. rybnicensis* Friedb., *Chl. łomnickii* Hilb., *Ostrea digitalina* Dub.

Gdy przeglądamy uważnie spis tych form, rzuca nam się przede wszystkim w oczy, że przeważająca liczba wymienionych tu gatunków nie występuje w miocenie Europy zachodniej, nawet i w okolicach Wiednia. Znane są one natomiast i opisane z miocenu Roztocza oraz obszaru wołyńsko-podolskiego. Są to więc formy o charakterze wschodnim, których brak zupełnie w zespole fauny korytnickiej. Dodać należy, że niektóre gatunki opisane przez Friedberga z Rybnicy jak *Donax sallomacensis* Cossm. & Peyr., *Cardium rybnicense* Friedb., wreszcie *Chlamys rybnicensis* Friedb., pozostają w bardzo bliskim pokrewieństwie z odpowiadającymi im gatunkami Podola i traktować by je należało, być może, jako pochodne czy też odmiany gatunków podolskich.

2) Porównując faunę rybnicką z zespołem faunistycznym Podola, jak np. Oleska i Podhorzec[3], widzimy, że Rybnica posiada 62 gatunki form wspólnych z fauną Oleska i Podhorzec, tj. ok. 60%.

Należy zwrócić tu uwagę, że fauna Oleska i Podhorzec nie obejmuje całości piasków tzw. lignitowych Podola, a tym bardziej Wołynia. Powojenny brak literatury nie pozwala mi na razie na zestawienie szersze; nie ulega jednak wątpliwości, że procentowa liczba form wspólnych będzie tu o wiele większa.

Różnicę pomiędzy fauną rybnicką a fauną podolską upatrywałbym w zespole przegrzebków, których gatunki nie są wspólne obu tym zespołom, aczkolwiek zastanawiające jest występowanie w Rydomlu na Wołyniu gatunku *Chlamys scissa* var. *wulkaeformis* Hilb., wraz z takimi gatunkami wołyńsko-podolskimi jak *Pecten besseri* Andrz., *Chlamys gloria maris* Dub., *Chl. elegans* Andrz. Zwrócić należy uwagę, że pochodzący z Rybnicy *Chlamys łomnickii* Hilb. niewątpliwie pochodzi od gatunku *Chl. elegans*. Nic w tym dziwnego, jeżeli weźmiemy pod uwagę, że piaski Podola i Wołynia są nieco tylko starsze od warstw baranowskich, co słusznie zauważył już poprzednio J. Czarnocki *(1)*, s. 152—3, zwłaszcza, że wapienie litotamniowe Wołynia i Podola, występujące to powyżej, to poniżej piasków z fauną (zwrócił na to już poprzednio uwagę Łaskarew *(5)*, nie zmieniają tam bynajmniej ogólnego charakteru fauny i nie odgrywają tej roli stratygraficznej, jaka przypadła im w udziale na płd. zboczu Gór Świętokrzyskich.

3) Porównując faunę rybnicką z fauną Małoszowa, opracowaną przez W. Kracha (*3*, s. 44—51), obserwujemy stosunkowo małe analogie pomiędzy tymi zespołami. Na ogólną liczbę gatunków mięczaków Rybni-

---

[3] Materiały zebrane przez autora i przechowywane w Muzeum Ziemi w Warszawie.

cy form wspólnych z Małoszowem będzie 35 gat., tj. około 31%. Natomiast większe zbliżenie istnieje pomiędzy fauną Małoszowa a Korytnicy, zwłaszcza gdy dołączymy tu gatunki znane poprzednio Michalskiemu *(7)*, jak np. *Tudicula rusticula* Bast. Odrębność potęguje obecność przegrzebków: *Chlamys multistriata* Poli, *Pecten latissimus* Broce, zwłaszcza ostatni, znany u nas powszechnie z dolnego tortonu.

4) Porównując wreszcie zespół fauny Rybnicy z podobnym zespołem pochodzącym z Bogucic, opracowanym swego czasu przez St. Liszkę *(4)*, znajdziemy form wspólnych dla obu zespołów 32 gatunki, tj. około 30%. Procent ten nie jest duży, aczkolwiek poza formami wspólnymi, przeważnie obojętnymi, są tu formy znane również z Rybnicy, które znów nie występują w Korytnicy. Są to gatunki następujące: *Clanculus araonis* Bast., *Potamides mitralis* Eichw., *Venus cincta* Eichw., *Isocardia cor* L., *Lucina borealis* L., *Pectunculus glycimeris* L. var. *pilosa* L., wreszcie *Chlamys scissa* Hilb. Niezależnie od tego, w zespole fauny bogucickiej zjawiają się takie formy podane przez S. Liszkę jak: *Tornatina okeni* Eichw., *Venus* cf. *sobieskii* Hilb., *Pecten besseri* Andrz.,*Chlamys lilli* Pusch., *Chl. gloria maris* Dub.

Okoliczności te przemawiają za tym, że piaski bogucickie należą do warstw leżących nad wapieniem litotamniowym i że są równorzędne górnym piaskom lignitowym Podola, ze względu zaś na obecność *Chlamys scissa* mogłyby być uważane za odpowiednik warstw baranowskich Rybnicy.

Streszczając wyniki analizy faunistycznej Rybnicy dochodzimy do wniosków ogólnych następujących:

1) fauna rybnicka jest odrębna od fauny korytnickiej i jest od niej statygraficznie młodsza,

2) w faunie rybnickiej napotykamy po raz pierwszy wyraźne elementy fauny Wołynia i Podola (tzw. formy wschodnie) i tym sposobem fauna rybnicka zbliżona jest bardzo do zespołów faunistycznych Wołynia i Podola, aczkolwiek zespoły te są nieco starsze;

3) fauna rybnicka jest bardzo zbliżona do fauny z Bogucic; obie różnią się bardzo od fauny korytnickiej. Zbliżenie do fauny bogucickiej potęguje obecność w zespole gatunku *Chlamys scissa*. Występowanie w zespole bogucickim *Tornatina okeni, Venus* cf. *sobieskii, Pecten besseri, Chlamys lilli, Chl. gloria maris* wskazuje, że piaski bogucickie mogą odpowiadać również warstwom z Oleska i Podhorzec;

4) fauna rybnicka zdradza mało analogii z fauną Małoszowa, zbliżoną raczej do fauny korytnickiej, z fauną przegrzebkową odpowiadającą dolnemu tortonowi.

Piaski i margle glaukonitowe baranowskie posiadają przeważnie faunę ubogą, facjalnie zróżnicowaną. Występują tu bowiem i margle (Krzyżanowice), iły margliste (okol. Małoszowa), piaski ilaste (Nadole p. Buskiem), wreszcie czyste piaski kwarcowe a nawet zlepieńce (Świniary, Rybnica). Fakt ten należy tłumaczyć nierównością ówczesnego dna morskiego.

Odsłonięcie w Rybnicy nie stanowi izolowanego punktu w obrębie wschodniej części płd. zbocza Gór Świętokrzyskich, łączy się ono bowiem z odsłonięciami położonymi w okol. Bogoryji, Zawidzy i Świniar. Badania przeprowadzone przeze mnie w r. 1938 dowodzą, że, poczynając od linii Raków — Kurozwęki — Staszów w kierunku wschodnim występuje rozległy płat tych utworów, sięgający daleko ku Wiśle, obejmujący całe Sandomierskie a kryty z kolei przez wyższe ogniwa poziomu krakowieckiego, bądź też przez sarmat. Ślady zasięgu tego poziomu znaczą występujące gromadnie w sarmacie na złożu drugorzędnym otoczone skorupki *Isocardia cor* L., gatunku tak charakterystycznego dla warstw tego poziomu.

LITERATURA — BIBLIOGRAPHIE

1. CZARNOCKI J. O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu (Die wichtigsten stratigraphischen und paläogeographischen Probleme des polnischen Tortons). Sprawozdania P. I. G. (C.—R., Service Géol. de Pologne). vol. VIII, Nr 2, p. 99—178. Warszawa 1935.
2. KOWALEWSKI K. Stratygrafia miocenu okol. Korytnicy w porównaniu z trzeciorzędem pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich (Stratigraphie du Miocène des environs de Korytnica en comparaison avec le Tertiaire des autres territoires du Massif de S-te Croix). Sprawozdania P. Instytutu Geolog. (C.—R., Service Géol. de Pologne), vol. VI, Nr 1, p. 167, Warszawa 1930.
3. KRACH W. Miocen okolic Miechowa — stratygrafia i paleontologia (Miocene of the neighbourhood of Miechów, Central Poland. Stratigraphy and Palaeontology). Biuletyn P. Inst. Geol. (Bulletin, Service Géol. de Pologne), Nr 43. Warszawa 1947.
4. LISZKA S. Fauna piasków bogucickich w okolicy Wieliczki (Fauna der Bogucicer Sande in der Umgegend von Wieliczka). Rocznik P. Tow. Geol. Annales, Soc. Géol. Pol.), vol. IX. Kraków 1933.
5. ŁASKAREV V. Obscaja geologiceskaja karta evropejskoj Rosii (Carte géologique générale de la Russie européenne). St. Petersbourg 1914.
6. ŁOMNICKI M. Iły krakowieckie (Les argiles de Krakowiec). Kosmos. Lwów 1897.
7. MICHALSKI A. Zarys geologiczny strony pd.-zachodniej gub. kieleckiej (Aperçu géologique de la partie sud-ouest du gouvernement de Kielce). Pam. Fizjogr. vol. IV. Warszawa 1884.

Le Miocène des environs de Rybnica près de Klimontów (résumé). — L'analyse stratigraphique et faunique des sables provenant de Rybnica près de Klimontów (arrondissement de Sandomierz, partie orientale du Massif de Ste-Croix (Góry Świętokrzyskie) constitut le sujet de la présente note. L'auteur décrit le profil des dépôts miocènes, étudiés lors des travaux de terrassement (subvention du Musée de la Terre). La faune assez riche des sables comprend 109 espèces (voir la liste dans le texte polonais). Comme résulte des travaux de J. Czarnocki et de l'auteur de la présente note, sur les calcaires lithothamnieux (versants meridionaux du Massif de Ste-Croix) qui sont considérés comme appartenant au Tortonien inférieur, s'étend toute une série de couches suivantes (en comptant du haut en bas):

1) argiles schisteuses de niveau de Krakowiec avec des intercalations de calcaire à *Syndesmya,*

2) gypses et marnes à *Pecten neumayri,*

3) marnes ou sables, dits erviliens à *Ervilia pusilla* et *Modiolus hoernesi* Reuss,

4) sables et marnes glauconieuses à faune de *Pecten* composée des espèces *Chlamys scissa, Pecten koheni* Fuchs et *denudatus* (ce dernier général).

J'ai rattaché ces couches aux couches dites de Baranów. A un moment donné *(2)* j'ai attribué toute cette série au Tortonien supérieur par opposition aux couches situées sous les calcaires lithothamnieux qui font partie du Tortonien inférieur.

Łomnicki *(6)* et Czarnocki *(1)* considèrent la couche ervilienne comme limitrophe entre le Tortonien supérieur et inférieur.

Dans la présente note l'auteur émet l'opinion que le Tortonien supérieur commence déjà dans les couches de Baranów. Tout en analysant les sables de Rybnica au point de vue faunique et en les comparant à la faune de Korytnica (sur la rivière Nida, voïevodie de Kielce), de Małoszów (arrondissement de Miechów, voïev. de Kielce), de Bogucice (près de Wieliczka), ainsi qu'à celle de Olesko et de Podhorce (USSR, autrefois l'arrondissement de Złoczów), l'auteur aboutit aux conclusions suivantes:

1) La faune de Rybnica diffère de celle de Korytnica (le Tortonien inférieur) dont elle est plus récente.

2) Dans la faune de Rybnica nous rencontrons pour la première fois les éléments caractéristiques de la faune de Volhynie et Podolie (formes dites orientales) qui n'existent pas dans le Tortonien inférieur des argi-

es de Korytnica. De la sorte, la faune de Rybnica se rapproche des ensembles fauniques de Volhynie et Podolie, bien que ceux-ci soient quelque peu plus anciens.

La faune de Rybnica se rapproche beaucoup de celle de Bogucice près Wieliczka qui, ainsi que celle de Rybnica, diffère de la faune de Korytnica. La similitude avec la faune de Rybnica est accrue par la présence dans l'ensemble de Bogucice de l'espèce *Chlamys scissa*. La présence dans cet ensemble de *Tornatina okeni*, de *Venus*, cf. *sobieskii*, de *Pecten besseri*, de *Chlamys lilli*, de *Chlamys gloria maris* prouve que les sables de Bogucice peuvent correspondre aussi aux couches de Olesko et de Podhorce. La faune de Rybnica a peu d'analogie avec celle de Małoszów qui se rapproche d'avantage de la faune de Korytnica et possède le caractère de la faune à *Pecten* qui correspond au Tortonien inférieur.
